



Reconstruction de la calotte polaire du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire à partir de l'association de la modélisation numérique 3D et des enregistrements des carottages glaciaires profonds

Aurélien Quiquet

► To cite this version:

Aurélien Quiquet. Reconstruction de la calotte polaire du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire à partir de l'association de la modélisation numérique 3D et des enregistrements des carottages glaciaires profonds. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2012. Français. NNT : 2012GRENU006 . tel-00704253

HAL Id: tel-00704253

<https://theses.hal.science/tel-00704253>

Submitted on 5 Jun 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

Aurélien Quiquet

Thèse dirigée par **Catherine Ritz**

préparée au sein du **Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement**

et de l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement**

Reconstruction de la calotte glaciaire du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire

à partir de l'association de la modélisation
numérique 3D et des enregistrements des carot-
tages glaciaires profonds

Thèse soutenue publiquement le **12 mars 2012**,
devant le jury composé de :

Mme. Valérie Masson-Delmotte

Directeur de Recherches au CEA, LSCE/IPSL, Présidente

Mme. Sylvie Charbit

Chercheur CEA, LSCE/IPSL, Rapporteur

Mme. Frédérique Rémy

Directeur de recherches CNRS, LEGOS/CNES, Rapporteur

M. Daniel J. Lunt

Senior Research Fellow, School of Geographical Sciences / U. of Bristol, Examineur

M. David Salas y Mélia

Ingénieur en chef des Ponts, des Eaux et des Forêts, CNRM, Examineur

Mme. Catherine Ritz

Directeur de recherches CNRS, LGGE, Directeur de thèse



Comme dirait une éminente modélisatrice de calotte : “La thèse c’est en travail d’équipe”. Alors oui, il est temps maintenant de faire sortir de l’anonymat tous ceux qui, dans l’ombre, m’ont permis d’achever ce travail. Votre nom, imprimé dans ces lignes, vous permettra d’accéder à la postérité tant méritée ! ☺

En premier lieu il est de bon ton de remercier les anciens, ceux-là même qui possèdent la sagesse de la connaissance. Bien sûr en premier lieu dans cette catégorie je citerai Cat. J’ai eu effectivement la chance d’avoir été encadré par quelqu’un d’extrêmement brillant... Mais tu ne te contentes pas de ça, tu as également le bon goût d’avoir la science communicative ! Bon, je n’ose plus compter le nombre de fois où tu es partie en Antarctique et/ou Groenland durant ces 3 ans, mais pourtant tu as su trouver du temps pour moi, toujours ! J’ai eu également la chance d’avoir une “chef” qui m’a fait faire plein de voyages à droite à gauche et qui m’as également soutenu pour mon idée de faire un petit séjour au Japon, je dois te remercier aussi pour ça !

En parlant du Japon, je dois également remercier Ralf (どうもありがとうございます!). Deux mois pendant lesquels, entre 2 カレー (j’en salive encore en écrivant ça...), tu as testé (involontairement) mes connaissances sur la mécanique de la glace et sur GRISLI... Merci à toi aussi “Hakimu” pour m’avoir donné les pistes pour profiter de tous les aspects de la vie japonaise et notamment pour avoir été plus qu’insistant pour l’idée de me mettre nu au milieu de tout un paquet de gens pour faire plouf-plouf dans de l’eau volcanique bouillante (qui l’eût cru ?) ! Et merci aussi pour tous ces repas partagés (encore !) où tu m’as fait découvrir qu’en plus de la cuisine typiquement japonaise, il y avait également de très bons restos dominicains à Sapporo !

Merci également aux rapporteurs, Frédérique (désolé de répondre trop prématurément aux questions) et Sylvie (après mon rapport de stage, tu as du te farcir ma thèse !). Merci aussi à tous les autres membres du jury de ne pas avoir été trop méchants... ! Vous m’avez beaucoup apporté pendant, et surtout après la soutenance ! Une pensée particulière pour Dan qui a fait l’effort de lire mon manuscrit en Français !

Un petit merci également à tous les gens que j’ai pu croiser au cours de mon travail, ici au labo (mes cobureaux Cécile, Alex et Lucas, et aussi Flo et Vincent, et tout plein d’autres, dont le grand chef linux Michel, ou encore Gerhard !), dans d’autres labo (au LSCE surtout, Gilles, Masa, Heinz Jürgen, Christophe,... mais aussi les belges Xavier et Hub entre autres) ou encore au cours de congrès et d’écoles diverses...

Et puis il y a tous les autres... Ces autres qui étaient là au début, ceux qui sont restés jusqu’à la fin, ceux qui n’étaient pas là au début et qui sont maintenant là à la fin... Enfin les autres quoi ! Ce sont ces autres qui ont probablement le plus souffert... Car oui, ça n’a pas du être tous les jours facile, car l’Aurélien est un animal farouche qui peut être “rugueux” lorsqu’il se sent menacé (et la période thèse est pleine de menaces ☺) ! En premier lieu, je voudrais remercier la famille. Mam’ bien sûr ! Si tu n’avais pas été là, je n’en serais pas là ! Plus sérieusement, les merci que je pourrais t’adresser ne se limitent évidemment pas à la période de thèse. La soeur aussi, toujours d’excellent conseil, même si finalement je n’ai pas tout abandonné pour aller faire pousser des patates dans le Trièves... ! (Mais on garde l’idée hein ? !) Les frères, qui sont plus loin, mais qui animent le quotidien (“famille nombreuse, famille heureuse” !).

Je n’ai pas non plus oublié les membres du (défunt ?) pack... mais vous êtes trop loin pour venir



FIGURE 1 – Les chemins de la Gloire : prestige, richesse, super pingouin et sushis. Dessin de *Natahem*. Pour plus de précisions, se référer à *Freychet* (2012), partie *Remerciements*.

me servir un rhum quand j’ai mal à la gorge ! Marion... Marion ! Des fois j’ai quelques onces de nostalgie quand je pense à mes petites incrustations à manger (enfin... pas toujours que manger...). Elsa et Guillaume, le plus beau vieux couple que je connaisse, vous êtes loin aussi... Et puis entre ski / cascades / escalade / alpi c’est difficile de vous aborder ! Mention spéciale à Nicolas (Tit Nico !)... Je ne me rappelle plus combien de fois je t’ai détesté en 4 ans... Et pourtant, je ne peux plus me passer de toi ! Tu as “sauvé” ma thèse (et pas que) à plusieurs reprises. Je te suis forcément encore redevable de quelque chose, c’est certainement pour ça qu’on est maintenant inséparables !

Enfin bien sûr, il y a toi, François... Je me demande encore parfois comment ça se fait que tu sois toujours là, après tout ce que je t’ai fait endurer... François, mon autre grand “sauveur”, tu as toujours cru en moi alors que je n’y étais pas. Ce que tu m’as apporté ne se limite pas aux trésors de “crêtineries du net” dont tu m’abreuves régulièrement (encore !), ni aux soirées “chantons Clo-clo ensemble” (non, stop !), ni même à la superbe combinaison de vélo que je porte maintenant assez régulièrement ! Sans rire, tu as certainement été mon plus solide support... Même si j’aurais encore des tas d’autres occasions de te le dire : merci !

“Je dis tu à tous ceux que j’aime”
 “Même si je ne les ai vus qu’une seule fois”
 “Je dis tu à tous ceux qui s’aiment”
 “Même si je ne les connais pas.”
 Prévert, *Paroles*, 1946

Table des matières

Introduction	1
1 Notre connaissance sur le Groenland	7
1.1 Le climat du Quaternaire	8
1.2 La topographie du Groenland	10
1.2.1 Les données topographiques	10
1.2.2 Les changements récents de topographie	12
1.3 Le champ de vitesse de surface	13
1.3.1 Les observations satellites	13
1.3.2 Les changements récents dans la dynamique	14
1.4 Le climat actuel du Groenland	15
1.4.1 Les relevés terrain	15
1.4.2 Les champs de température et de précipitation	16
1.4.3 Bilan de masse actuel du Groenland	19
1.4.4 Les changements récents dans le bilan de masse de surface	20
1.5 Les archives climatiques	21
1.5.1 L'information des carottes de glace	21
1.5.2 Les carottes marines	23
1.6 L'Eémien	24
1.7 Bilan de chapitre	27
2 La modélisation des calottes polaires	29
2.1 Introduction	30
2.2 Référentiel et système de coordonnées	30
2.3 Conservation de la masse	31
2.4 Contraintes et déformations	33
2.4.1 Contraintes et principe fondamental de la mécanique	34
2.4.2 Déformations et loi de comportement	35
2.5 Écoulement et modélisation	36
2.5.1 Approximation de la couche mince	36
2.5.2 L'approximation pour les écoulements rapides	38
2.5.3 Les modèles hybrides	39
2.5.4 Anisotropie et déformation	40
2.6 Thermodynamique	41
2.6.1 Équation de la chaleur	41
2.6.2 Conditions aux limites	42
2.7 Isostasie	43

2.8	Langues de glace flottante et modélisation	44
2.8.1	Les langues de glace flottantes, les ice-shelves	44
2.8.2	La ligne d'échouage	44
2.8.3	Le vêlage d'icebergs	45
2.9	Bilan de chapitre	47
3	L'utilisation de modèles de climat dans un contexte de modélisation glaciologique	49
3.1	Les différents types de modèles atmosphériques	50
3.1.1	Les modèles de bilan d'énergie, les EBM's	50
3.1.2	Les modèles de complexité intermédiaire, les EMICs	51
3.1.3	Les modèles de circulation générale, les GCMs	52
3.1.4	Les modèles régionaux, les RCMs	53
3.2	L'interface sorties de modèles de climat – entrées du modèle de glace	53
3.2.1	Couplage ou forçage ? Champs atmosphériques utilisés ?	53
3.2.2	Le downscaling des champs atmosphériques	54
3.2.3	Le "lapse rate topographique" pour la température	54
3.2.4	La rétroaction température-précipitation	56
3.2.5	La fraction solide des précipitations	57
3.2.6	L'ablation – la méthode du PDD	58
3.3	L'interface climat-calotte : apport de ce travail au modèle de glace	59
3.3.1	Le calcul des PDDs à partir du signal saisonnier de la température	59
3.3.2	La paramétrisation de la fraction solide de <i>Marsiat</i> (1994)	60
3.3.3	Les coefficients de fonte dépendants de la température	61
3.4	Expériences de sensibilité du modèle de calotte aux modèles de climat	63
3.4.1	Justification	63
3.4.2	Article	63
3.5	Bilan de chapitre	64
4	Nos connaissances sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire et méthodologie de re-construction	67
4.1	Données, interprétations et incertitudes	69
4.1.1	Les variations du niveau marin	69
4.1.2	L'extension passée de la calotte du Groenland	70
4.1.3	Les fleuves de glace dans le passé	71
4.1.4	Les variations de la température atmosphérique déduites des carottes de glace	72
4.1.5	Les enregistrements glaciaires en tant qu'indicateurs de la dynamique glaciaire passée	74
4.1.6	Les profils verticaux de température	75
4.2	Quel climat pour une simulation glaciaire-interglaciaire	76
4.2.1	Les différentes techniques de prescription de l'histoire climatique	76
4.2.2	Procédure standard dans ce manuscrit : le climat en mode perturbation	77
4.3	Spécificités du modèle pour tirer parti des simulations paléos	81
4.3.1	Les fleuves de glace	82
4.3.2	Le suivi de traceurs intégré à la modélisation glaciologique	84
4.4	Notre approche vis à vis des travaux antérieurs	87
4.4.1	Etat de l'art	87

4.5	Bilan de chapitre	92
5	La reconstruction du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire	95
5.1	Simulation de référence pour les expériences de déglaciation	97
5.1.1	La topographie simulée et le volume de glace	98
5.1.2	Le champ 3D de température	103
5.1.3	Le champ de vitesse simulée	105
5.1.4	L'âge de la glace	106
5.2	Tests de sensibilité et calibration du modèle au cours de la déglaciation	109
5.2.1	De nouvelles paramétrisations du bilan de masse de surface	109
5.2.2	Calibration du modèle sur la dernière déglaciation	113
5.3	La reconstruction du Groenland à l'Eémien	124
5.3.1	De l'importance de remonter jusqu'au précédent état glaciaire	124
5.3.2	Un index de température multi-proxy pour le Groenland couvrant deux cycles glaciaire-interglaciaire	126
5.3.3	Prise en compte d'un changement de pattern des températures et des précipitations à l'Eémien	129
5.3.4	Le Groenland au cours du dernier cycle, résultats	131
5.4	Bilan de chapitre	138
	Conclusions et perspectives	140
	Bibliographie	146
	Listes des figures	164
	Listes des tables	166

Introduction

Les changements climatiques actuellement observables sont, depuis quelques années déjà, une préoccupation majeure de la communauté scientifique internationale. Dans un souci de transparence et afin d'alerter l'opinion publique et les politiques, cette communauté scientifique s'est organisée en groupes de travail pour publier leurs conclusions sur notre connaissance de la machine climatique. Voici probablement leur conclusion majeure (IPPC 2007, quatrième rapport d'évaluation AR4) :

« Le réchauffement du système climatique est sans équivoque. On note déjà, à l'échelle du globe, une hausse des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan, une fonte massive de la neige et de la glace et une élévation du niveau moyen de la mer »

Dans cette déclaration à valeur d'avertissement nous pouvons souligner l'évocation de la « neige » et de la « glace » : la cryosphère. Elle apparaît ici très nettement en tant qu'indicateur du réchauffement climatique. Par l'observation de la « [...] fonte massive de la neige et de la glace » on suspecte une conséquence du réchauffement climatique. Mais on peut également deviner l'importance de la cryosphère dans l'« [...] élévation du niveau moyen de la mer ». Les calottes polaires et les glaciers représentent en effet un gigantesque réservoir d'eau douce, piégée sous forme solide dans le climat actuel. Intuitivement on est amené à croire qu'une hausse de température conduit à la fonte des glaces. Cependant le système climat-cryosphère n'est généralement pas si linéaire : un climat plus humide, imputable à un climat plus chaud, peut conduire à une augmentation du volume des glaces... Dans cette problématique de complexité du climat de la Terre, qu'en est-il du jeu d'interactions de la cryosphère avec le reste du système climatique ?

La cryosphère est un terme qui regroupe des objets totalement différents. En terme de masse, les glaciers et les calottes polaires constituent la principale composante de la cryosphère. Même si la neige saisonnière, le permafrost ou bien la glace de mer possèdent une importance capitale aussi bien pour la machine climatique que pour leurs implications sociologiques et politiques, nous n'évoquerons pas, ou très peu, ces sujets. De même, nous ne nous attarderons pas sur les glaciers de montagnes qui possèdent des échelles physiques et temporelles bien différentes de celles des calottes polaires.

Les deux grandes calottes polaires que sont le Groenland et l'Antarctique totalisent à elles deux près de 90% de l'eau douce de la planète dont 70% pour la seule calotte Antarctique. Si cette dernière calotte était amenée à fondre, cela représenterait 61 mètres de hausse du niveau des mers à l'échelle mondiale (Huybrechts, 2002). Le Groenland n'est pas en reste : une superficie des glaces de 1,7 millions de km², soit environ 3 fois la superficie de la France métropolitaine, pour un volume de 2,9 millions de km³ (Bamber et al., 2001; Layberry et Bamber, 2001), soit un équivalent en niveau des mers de 7,3 mètres (Lemke et al., 2007).

Là où se dresse de nos jours l'inlandsis du Groenland se trouvait originellement une île. Bien que des indices de présence de glace dans l'hémisphère nord soient observables dès 44 millions d'années avant notre ère (Tripathi et al., 2008), il semblerait que le maintien durable de la calotte polaire du Groenland soit bien plus récent. On estime en effet qu'un climat suffisamment froid et neigeux sur une période conséquente a permis l'empilement successif de couches de neige pérennes aux alentours de 7 millions d'années (Larsen et al., 1994; Zachos et al., 2001). Une calotte conséquente s'est formée et a vécu au rythme des glaciations et des déglaciations du climat quaternaire. De par le poids que représente cette énorme masse de glace, le socle s'est progressivement enfoncé, toute

la partie centrale se trouve maintenant sous le niveau de la mer. Ce faisant, le socle du Groenland est en réalité devenu un archipel. La topographie du Groenland est complexe : la quasi-totalité de ses côtes est constituée de chaînes montagneuses élevées traversées en de nombreux endroits par de profonds fjords, dans lesquels coulent souvent des glaciers. Soulignons d'ores et déjà que la résolution de notre modèle sera d'une importance capitale en raison de l'étroitesse de ces fjords.

Les conditions en périphérie sont l'une des particularités différenciant le Groenland vis à vis de l'Antarctique. En effet, en Antarctique, des températures très froides tout au long de l'année garantissent l'absence de fonte de la glace. L'Antarctique perd sa masse le long de ses côtes, presque uniquement par vêlage d'icebergs ou par fonte sous les parties flottantes. Par contre, le climat plus tempéré du Groenland permet la présence d'une zone d'ablation sur la quasi-totalité de sa périphérie. Dans cette zone, la fusion l'emporte sur l'accumulation lors du bilan annuel. Même si le vêlage d'icebergs est aussi observable au Groenland, il semblerait qu'une partie importante de la perte de masse, près de 50% en 2000, se réalise par fusion en surface (*Rignot et al.*, 2011). Ainsi de larges bandes de toundra sont présentes sur les côtes (majoritairement à l'ouest et au nord), permettant même l'établissement de villes et villages. Ce type de marge tempérée rend la calotte du Groenland particulièrement sensible aux variations climatiques, où l'augmentation des températures peut largement faire reculer le front de la calotte. A l'heure des questionnements sur les effets du changement climatique observé, il apparaît donc crucial de s'attacher à comprendre les mécanismes clefs de l'évolution du Groenland.

Avec la capacité toujours accrue des calculateurs, la modélisation numérique est probablement devenue l'outil majeur d'investigation des phénomènes naturels de grande échelle comme le climat ou bien plus particulièrement les calottes polaires. Les simulations numériques permettent tout à la fois des tentatives de reconstructions des états passés mais également d'établir des projections probables des états futurs. Un des atouts majeurs de la modélisation des calottes polaires est de pouvoir confronter les états passés simulés avec les archives glaciaires disponibles. En effet, le Groenland et l'Antarctique « stockent » la glace sur des millénaires et de grands projets existent pour améliorer notre connaissance du passé en exploitant la quantité d'informations enregistrées dans plusieurs milliers de mètres de glace. Mon doctorat a été financé par le volet français du projet européen NEEM (North EEMian deep ice core drilling). Ce projet initié en 2007 a pour but de réaliser une carotte profonde dans le nord du Groenland pour remonter dans le temps jusqu'à l'Eémien (précédent interglaciaire) il y a plus de 100000 ans. Ce forage a effectivement été réalisé et le travail présent participe à son interprétation. L'intérêt d'utiliser les informations du passé permet tout d'abord de calibrer et/ou de valider le modèle de glace avant de l'utiliser dans le cadre de projections climatiques. De plus, le précédent interglaciaire, présentant probablement un climat plus chaud que le climat actuel, pourrait être considéré comme un analogue du climat futur. Travailler sur cette période c'est également travailler sur les mécanismes reliés au retrait des glaces.

Dans ce travail nous aborderons aussi bien le thème de la reconstruction de la calotte polaire du Groenland lors des grands changements climatiques que sa possible évolution dans le futur. Ainsi ce manuscrit s'articule en 5 grandes parties. Tout d'abord, le chapitre 1 fait un bref tour d'horizon de ce que l'on sait sur le Groenland, tant sur son état actuel que sur son état passé. Ensuite, le chapitre 2 présente les principales caractéristiques de la modélisation glaciologique et décrit l'outil utilisé au cours de ce travail : le modèle de glace GRISLI. Le chapitre 3 traite les problématiques liées à l'interface glace-atmosphère dans notre modèle, et nous évoque rapidement l'utilisation du modèle à des fins de projections futures. Dans ce chapitre apparaît un article publié sur *The*

Cryosphere Discussions en mars 2012. Le chapitre 4 développe de manière plus approfondie la méthodologie et les données utilisables par le modèle pour des reconstructions paléos. Une fois ces précisions effectuées, le dernier chapitre présente les résultats obtenus notamment au cours de la calibration du modèle au cours de la dernière déglaciation et de nos efforts pour reconstruire l'état du Groenland au cours du dernier interglaciaire.

Chapitre 1

Notre connaissance sur le Groenland

Sommaire

1.1	Le climat du Quaternaire	8
1.2	La topographie du Groenland	10
1.2.1	Les données topographiques	10
1.2.2	Les changements récents de topographie	12
1.3	Le champ de vitesse de surface	13
1.3.1	Les observations satellites	13
1.3.2	Les changements récents dans la dynamique	14
1.4	Le climat actuel du Groenland	15
1.4.1	Les relevés terrain	15
	Le réseau d'observations	15
	En marge des relevés terrains et des modèles d'atmosphère, les réanalyses	16
1.4.2	Les champs de température et de précipitation	16
	Températures	17
	Précipitations	18
1.4.3	Bilan de masse actuel du Groenland	19
1.4.4	Les changements récents dans le bilan de masse de surface	20
1.5	Les archives climatiques	21
1.5.1	L'information des carottes de glace	21
	Les isotopes de l'eau	21
	Le thermomètre isotopique	22
	Les gaz piégés	23
1.5.2	Les carottes marines	23
1.6	L'Eémien	24
1.7	Bilan de chapitre	27

L'histoire entre l'homme et l'Arctique commence principalement dès le Néolithique (à partir de 8000 ans avant J.-C., et jusque 2000 ans avant J.-C.), avec la colonisation par le peuple pré-inuit d'une grande partie des côtes, depuis la Sibérie orientale jusqu'au Groenland. Les Vikings sont les premiers européens à tenter une colonisation, lancée à partir de 982 par le riche propriétaire terrien banni pour meurtre, Erik le rouge. S'ensuit une domination politique de leurs successeurs avec la reconnaissance de l'appartenance du Groenland à la couronne norvégienne en 1261. Ce n'est cependant qu'à partir du XVI^{ème} siècle que le monde scientifique occidental commence à s'intéresser à cette région. Tout d'abord il s'agit principalement de bateaux de pêche, de missionnaires et d'explorateurs européens. Ces derniers cherchant notamment le passage stratégique du nord-ouest pour rejoindre le Pacifique (il faudra attendre 1905 pour qu'Amundsen effectue cette traversée pour la première fois). Bien souvent des scientifiques, eux même parfois explorateurs, se sont mêlés à ces expéditions, si bien que l'on a commencé à avoir des données et des mesures ponctuelles à partir de la fin du XVIII^{ème} siècle. Aujourd'hui le Groenland est relativement bien cartographié et son évolution temporelle est suivie depuis plusieurs dizaines d'années déjà. Il ressort que son histoire est très longue et qu'elle l'affecte encore actuellement. Heureusement, nous avons à présent des techniques de mesures de plus en plus fiables et précises (notamment satellites) pour connaître l'état actuel. Nous avons également la chance d'avoir tout un historique gravé à l'intérieur de la calotte qui peut être "lu" en effectuant des carottages profonds.

1.1 Le climat du Quaternaire

Sur l'échelle des temps géologiques, nous nous trouvons actuellement au cours de la période Quaternaire. Cette période, datée d'environ 2 millions d'années, correspond au retour de cycles glaciaires après un climat globalement chaud. Ces cycles sont composés de longues périodes froides (70 000 à 100 000 ans), les états dits glaciaires, durant lesquels les calottes des deux hémisphères se développent. Ces périodes froides sont entrecoupées de périodes plus courtes (entre 10 000 et 20 000 ans), bien plus chaudes et marquées par un retrait sensible des glaces, les interglaciaires.

Le scientifique serbe Milutin Milankovitch est le premier à publier en 1941 une théorie d'explication des cycles du Quaternaire par le biais des variations des paramètres astronomiques (*Milanković*, 1941). En effet la quantité d'énergie incidente aux hautes latitudes et la longueur des saisons sont à relier directement à l'excentricité, l'obliquité et la précession. Ces paramètres astronomiques présentent des variations périodiques qui permettent d'expliquer la majeure partie des cycles de 23 000 et 41 000 ans retrouvés dans les archives climatiques. L'existence de cycles glaciaires de 100 000 ans est souvent attribuée à l'excentricité mais peut également provenir des non-linéarités du système climatique. Des modèles relativement simples utilisant les forçages astronomiques permettent, avec des degrés de raffinement plus ou moins élaborés, de retranscrire l'histoire des glaciations terrestres sur plus de 2 millions d'années (*Berger*, 1988).

À l'intérieur de la période Quaternaire, nous nous trouvons actuellement dans le dernier interglaciaire, l'Holocène, qui a débuté il y a environ 10 000 ans. L'interglaciaire précédent, l'Eémien, s'est terminé aux alentours de 115 000 ans. La période froide suivante présente un maximum supposé de quantité de glace aux alentours de 20 000 ans. Ce maximum est connu sous le nom de Dernier Maximum Glaciaire (DMG, ou LGM en anglais pour Last Glacial Maximum). La transition entre ce glaciaire et l'Holocène se situe aux alentours de 11 700 ans, le réchauffement étant

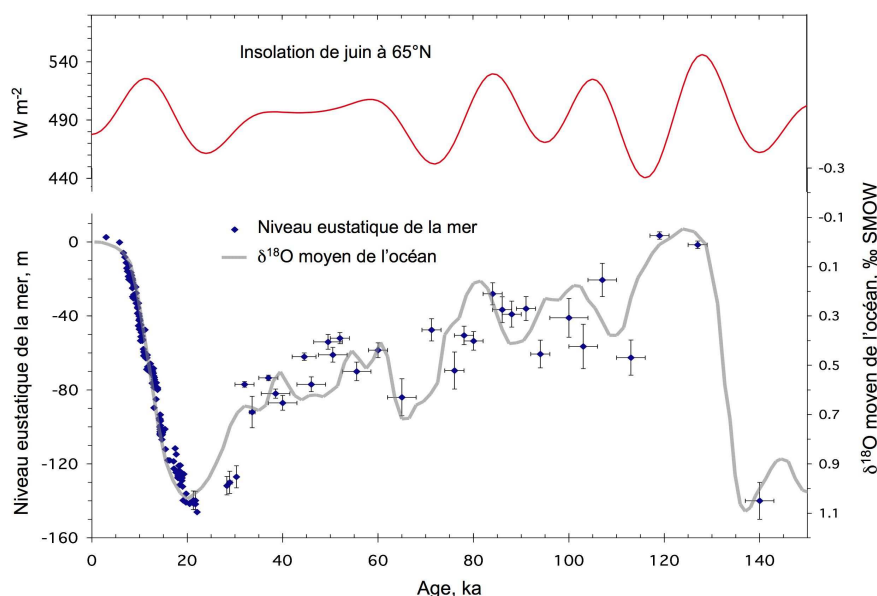


FIGURE 1.1 — Evolution du niveau des mers global et de l'insolation de Juin à 65°N. Rappelons que les variations du niveau marin sont une conséquence directe de la variation du volume de glace mobilisée par les continents. L'Holocène (0-10 ka) et l'Eémien (120-130 ka) correspondent bien à un maximum d'insolation alors que le DMG (21 ka) est dans un minimum. Figure adaptée de *Peyaud (2006)*.

interrompu avec un dernier refroidissement très marqué, le Younger Dryas.

Au cours de ces profonds changements de la cryosphère, le Groenland n'est pas la calotte qui a subi le plus de modifications. En effet la calotte géante qui recouvrait une grande partie de l'Amérique du Nord, la Laurentide, a complètement disparu de nos jours, de même que la volumineuse calotte européenne, la Fennoscandie. Cependant le Groenland est la seule grande calotte de l'hémisphère nord à avoir survécu au réchauffement de l'Holocène et les carottages profonds nous permettent de tirer des informations sur les évolutions climatiques du passé.

Un des enjeux de ce travail de doctorat est d'améliorer notre compréhension des processus impliqués dans les variations de configuration du Groenland, notamment lors de la phase récente de la dernière déglaciation. C'est un problème qui ne peut pas se traiter de manière stationnaire : la calotte du Groenland continue d'être affectée par le dernier cycle glaciaire, qui conditionne toujours son écoulement actuel. L'étude du passé est donc ici indissociable de l'étude de l'état présent, et à fortiori des projections futures. Nous tirerons profit des précieuses informations des carottes de glace sur le passé pour calibrer notre modèle. La simulation de l'état actuel, état relativement bien connu, peut être perçue comme une validation.

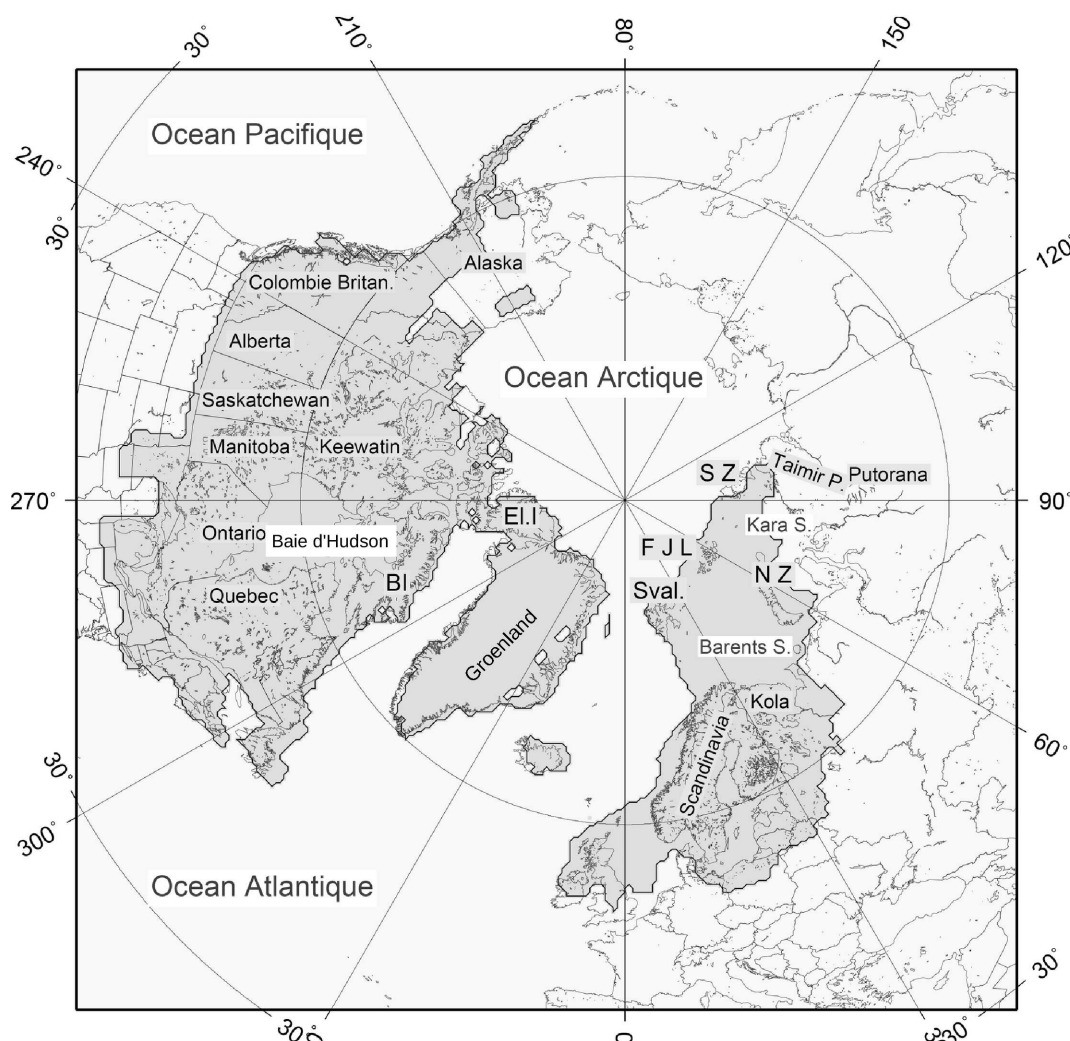


FIGURE 1.2 – Les différentes calottes de l'hémisphère nord présentes au DMG (en grisé). Les calottes nord américaines (Laurentide et Cordillère) étaient de loin les plus imposantes masses de glace à l'époque, avec entre 77 et 92 mètres de contribution au niveau des mers contre 25 mètres pour l'Antarctique (Clark et Mix, 2002). La calotte eurasiennne, la Fennoscandie, avec son socle en grande partie sous le niveau des mers, totalisait entre 20 et 34 mètres. Le Groenland n'a pas connu de changements drastiques en comparaison de ses calottes mais on peut toutefois noter la jonction probable entre le Groenland et la calotte située sur les îles Ellesmere du nord ouest. Abréviations : NZ Nouvelle Zemble, Sval Svalbard, FJL François Joseph Land, SZ Severnaia Zembla, El. I Ellesmere Island, BI Baffin sland. Figure tirée de la thèse de Peyaud (2006), à partir des données de Peltier (2004).

1.2 La topographie du Groenland

1.2.1 Les données topographiques

La topographie de surface est probablement le paramètre le mieux connu du Groenland. L'altimétrie radar par satellite, développée à partir des années 80, a révolutionné la précision associée à l'estimation de la topographie de surface (en plus d'autres paramètres clefs des calottes polaires, voir Rémy et al., 2001). Par exemple, le projet GLOBE (Global Land One-km Base Elevation



FIGURE 1.3 – Provenance des données de la base ETOPO1, pour le socle (A) et la surface (B).

project) propose une cartographie mondiale à 1km de résolution.

Cependant une autre information concernant les calottes polaires est capitale : l'épaisseur de glace et/ou la topographie du socle. Il est en effet plus délicat d'avoir accès à ce qui se trouve sous la glace. Les premières mesures remontent aux années 70 lors de traversées au sol avec des echo-sondeurs embarqués. La première carte d'estimation du socle recompilant l'essentiel de ces données est publiée dans *Letréguilly et al.* (1991). Les techniques de pénétration radar continuent à évoluer et utilisent généralement l'intégration cohérente de signaux sur l'intégralité d'une bande de fréquence (*Gogineni et al.*, 1998). Ces mesures se réalisent en général au plus près de la surface, très souvent par le biais d'instruments aéroportés. La résolution et la précision de ces mesures sont moins bonnes que celle de l'altimétrie de surface. La compilation de données de référence en terme de données de socle au Groenland est celle de *Bamber et al.* (2001); *Layberry et Bamber* (2001), disponible à 5 km de résolution sur le site du NSIDC (National Snow and Ice Data Center).

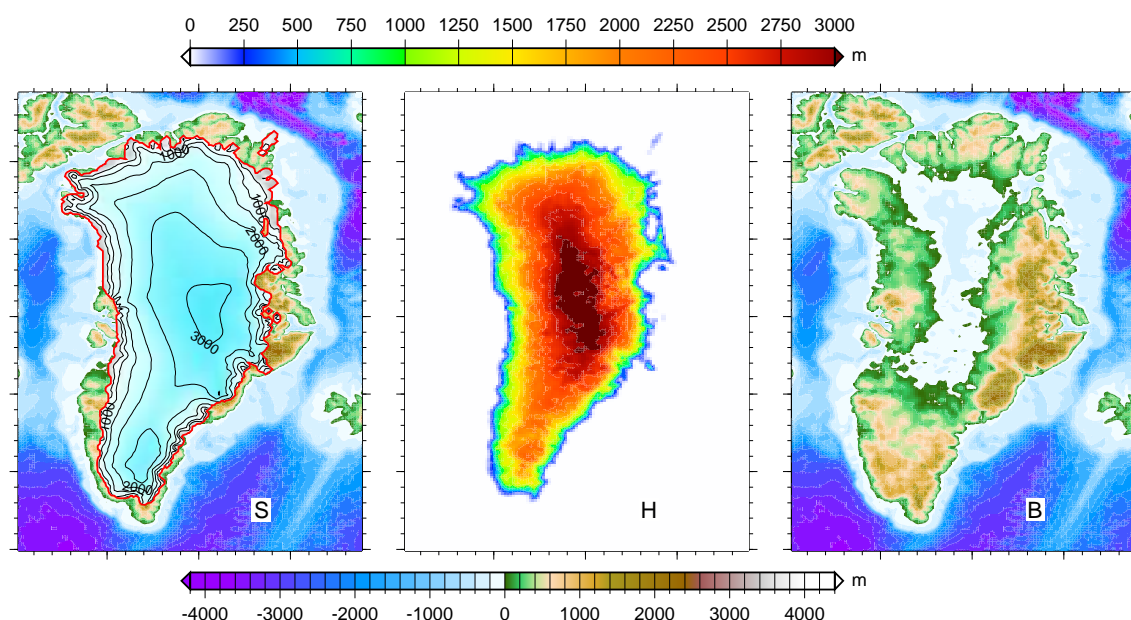


FIGURE 1.4 – Topographie de surface (S), épaisseur (H) et topographie du socle (B) à l'actuel. La bathymétrie est également représentée. Bien que l'épaisseur de glace soit très "rugueuse", la surface, quant-à-elle, est plutôt lisse. La partie centrale du Groenland présente un socle sous le niveau de la mer (environ -200 m).

La plupart du temps nous pouvons considérer que la différence entre l'altitude de surface et l'épaisseur de glace nous donne le socle. Cependant, sur les bords de la calotte, la glace peut être flottante et donc ne pas reposer sur le socle, présentant pourtant une épaisseur non négligeable. Ce cas est courant en Antarctique avec les grandes langues de glace que sont les principaux ice-shelves. Au Groenland, cette remarque est cependant à nuancer, car bien que des ice-shelves soient présents actuellement, ils sont souvent confinés dans d'étroites vallées et présentent une extension très limitée. La taille de maille du modèle numérique sera bien souvent trop importante pour rendre compte de la présence de ces ice-shelves.

Lorsque ce travail a débuté, l'extension des cartes topographiques de *Bamber et al.* (2001) se limitait à la superficie des zones terrestres du Groenland, n'atteignant pas le talus continental dans l'océan. Afin de simuler l'évolution du Groenland sur de grandes périodes temporelles, nous avons choisi d'élargir ce domaine afin de laisser la possibilité au modèle de glace de s'avancer au large des côtes en période glaciaire, et également d'avoir une idée de la connexion éventuelle entre le Groenland et les îles Ellesmere du nord-ouest. Pour réaliser cette extension, nous avons choisi d'utiliser les cartes du projet ETOPO1 de la NOAA. C'est un modèle numérique de terrain à 1 minute d'angle de résolution sur l'ensemble du globe (*Amante et Eakins*, 2009). ETOPO1 combine les informations de différentes bases de données :

- La topographie de surface du Groenland provient des cartes du NSIDC de *Bamber et al.* (2001); *Layberry et Bamber* (2001).
- La topographie de surface autre que Groenland (Ellesmere, Islande) provient du projet GLOBE cité précédemment.
- La bathymétrie provient de l'IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean). Cette bathymétrie précise de l'Arctique est à 2km de résolution (*Jakobsson et al.*, 2008).

Nous avons utilisé les informations d'épaisseur de glace de *Bamber et al.* (2001); *Layberry et Bamber* (2001).

1.2.2 Les changements récents de topographie

Les mesures satellites régulières permettent de prendre connaissance des variations de l'altitude de surface au cours du temps. Nous pouvons citer les programmes ICESat 1&2 (Ice, Cloud, and land Elevation Satellite), ERS 1&2 (European Remote-sensing Satellite), CryoSat 1&2, etc. Il a été observé au centre du Groenland (à une altitude supérieure à 1500 mètres) une variation d'épaisseur de +6,4 cm/an contre -2,0 cm/an en périphérie (*Johannessen et al.*, 2005). Ces mesures de variations d'altitude permettent de suivre les évolutions des calottes en terme de volume (*Ramillien et al.*, 2006). Cependant il est difficile, à partir de ces observations, d'établir des pronostiques long-terme sur l'état de la calotte car la période de mesure est encore relativement faible et les changements minimes (*Davis et al.*, 1998; *Pritchard et al.*, 2009).

Quoiqu'il en soit, il est certain que ces variations d'épaisseur mesurées sont les conséquences de deux effets bien distincts (mais cependant couplés) : des changements dans la dynamique (vitesses) et des changements dans le climat (bilan de masse). Nous allons passer en revue notre connaissance de ces deux processus.

1.3 Le champ de vitesse de surface

1.3.1 Les observations satellites

Comme pour la topographie de surface, l'utilisation des satellites a également révolutionné notre connaissance de l'écoulement des calottes polaires. En effet, le champ de vitesse en surface peut être directement mesuré par des techniques d'interférométrie radar par satellite (*Joughin et al.*, 2010). Les erreurs sont faibles, de l'ordre de 2-3 m/an.

L'écoulement de la glace est loin d'être uniforme. Les vitesses dans l'intérieur sont généralement faibles (quelques mètres par an) alors qu'en périphérie on peut dépasser plusieurs kilomètres par an. Les écoulements rapides se situent généralement dans des vallées et l'on désigne ces zones comme fleuves de glace (ice-streams en anglais). Le Groenland possède notamment le fleuve de glace le plus rapide au monde : le Jakobshavn. En 2003 ce glacier de la côte ouest du Groenland a atteint les 12 600 mètres par an (*Joughin et al.*, 2004).

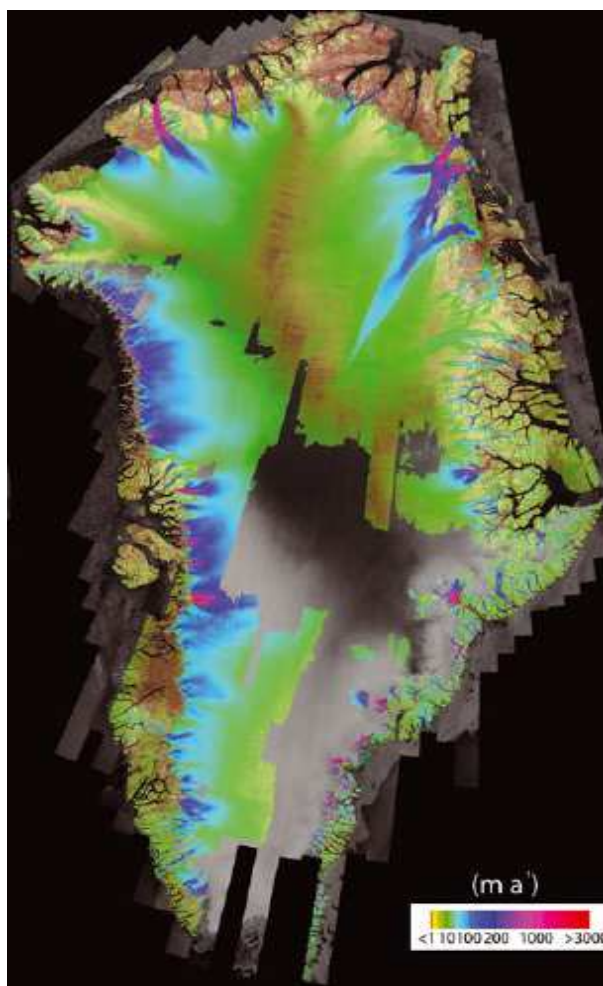


FIGURE 1.5 – Vitesse de surface observée durant l'hiver 2005-2006 par imagerie satellite (tiré de *Joughin et al.*, 2010).

Idéalement le modèle de glace devrait être capable de reproduire l'écoulement observé. Nous verrons au chapitre 3 que nous nous servons de la comparaison des vitesses simulées et observées afin de calibrer les paramètres de notre modèle. Nous verrons également plus loin (chapitre 4) qu'un des enjeux de ce travail a été de définir la position des fleuves de glace dans le passé. Des informations géomorphologiques montrent en effet que des fleuves peuvent s'activer, puis se stopper au cours du temps.

1.3.2 Les changements récents dans la dynamique

L'observation systématique des glaciers du Groenland par des mesures au sol et par imagerie satellitale a mis à jour une accélération généralisée. Les variations de décharge peuvent être très rapides et sont associées à un recul substantiel de la terminaison des glaciers émissaires (*Howat et al.*, 2007). A titre d'exemple nous pouvons citer les variations de vitesses entre 1985 et 2003 du principal glacier du Groenland, le Jakobshavn : 6,7 km/an en 1985, 5,7 km/an en 1992, 9,4 km/an en 2000 et 12,6 km/an en 2003 (*Holland et al.*, 2008). L'accélération de la décharge des glaciers émissaires au Groenland, particulièrement sensible dans le sud du Groenland, serait responsable d'un déficit de masse passant de 90 à 220 km³/an sur la dernière dizaine d'années (*Rignot et Kangasgaratnam*, 2006).

Les causes de l'accélération récente et le recul des glaciers du Groenland ne sont pas encore clairement identifiées. Bien que le réchauffement du climat dans cette région soit probablement le moteur majeur, des incertitudes subsistent quant au lien direct entre ces deux observations. *Joughin et al.* (2008) suggèrent que les processus de lubrification basale pourraient expliquer en grande partie la variabilité de la décharge des glaciers, et notamment leur variabilité saisonnière. Dans ces considérations, l'eau de fonte de surface, en quantité plus importante de par l'augmentation des températures, s'infiltre jusqu'au socle rocheux, limitant ainsi les frottements à la base. *Nick et al.* (2009) montrent cependant que les processus à la terminaison du glacier ont des répercussions grande-échelle à l'intérieur de la calotte. Des températures de l'océan plus chaudes ou une fonte de surface plus importante en bout de glacier vont en effet favoriser les crevasses et le recul de la zone de rupture d'icebergs, déstabilisant l'ensemble du glacier. Il est plus que probable que l'effet combiné des changements dans la terminaison du glacier, comme de la lubrification basale, permet d'expliquer la variabilité de la décharge des glaciers. L'utilisation d'un modèle de calotte polaire permettant de représenter les fleuves de glace est particulièrement adapté pour évaluer l'impact en terme de géométrie de ces variations d'écoulement. Cependant, il faut noter que les fleuves de glace ont une largeur de quelques kilomètres et que leur prise en compte soulève des problèmes de résolution des modèles.

Il faut toutefois noter que la décharge ne représente probablement au Groenland qu'environ 50% de la perte de masse, les 50% restants se produisant par fonte de surface (*Rignot et al.*, 2011). Une bonne connaissance du climat est donc indispensable.

1.4 Le climat actuel du Groenland

1.4.1 Les relevés terrain

Le réseau d'observations

Bien que moins bien quadrillé que les territoires d'Europe occidentale ou d'Amérique du nord, la surface du Groenland est équipée de différentes stations météorologiques automatiques. Le réseau GC-NET (Greenland Climate Network) est composé notamment de 18 stations mesurant de nombreux paramètres climatiques : température de l'air, vitesse et direction des vents, humidité, pression, taux d'accumulation, bilan radiatif visible et infrarouge, flux de chaleur latente et sensible ainsi que le flux de chaleur dans le névé (Steffen *et al.*, 1996). Ces stations sont relativement bien distribuées, mais toujours sur la calotte, et non pas sur la toundra. 4 stations sont placées à plus de 2500 mètres, sur la crête centrale du Groenland, 10 stations sont situées sur l'iso-altitude 2000 mètres, et enfin les 4 dernières sont situées en zone d'ablation, à une altitude inférieure à 1200 mètres.

En plus du réseau GC-NET, un autre réseau vient compléter notre connaissance du Groenland : le réseau Danish Meteorologic Institute, DMI (Cappelen *et al.*, 2001, 2007). A la différence des précédentes, ces stations sont principalement situées le long des côtes du Groenland. Les premiers enregistrements systématiques remontent à 1873. Les paramètres atmosphériques mesurés sont : les températures (moyennes, minimales et maximales journalières), la pression atmosphérique, l'ensoleillement, les précipitations (cumulées et maximales journalières), le nombre de jours avec neige au sol et la couverture nuageuse.

Ces données DMI et GC-NET couvrent toutes deux des périodes de temps suffisantes pour dresser une moyenne climatologique des valeurs des variables atmosphériques pour la période post-industrielle.

Les valeurs ponctuelles de ces données permettent de suivre les grandes tendances de l'atmo-

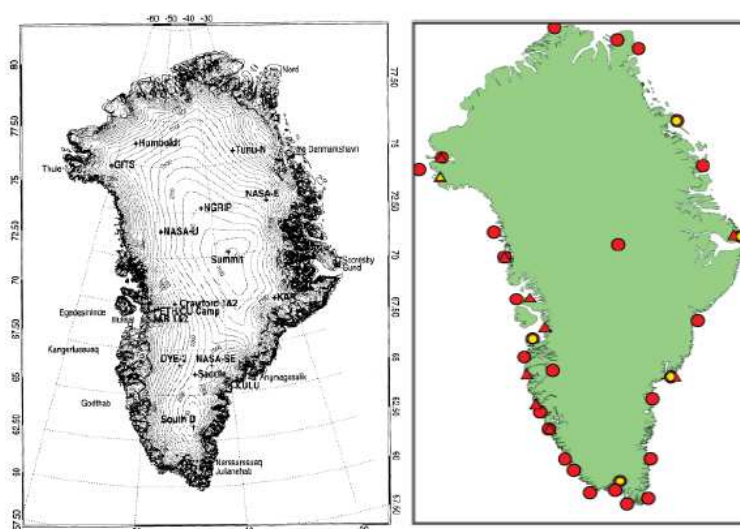


FIGURE 1.6 – Réseau d'observations sol GC-NET (gauche) et DMI (droite).

sphère, en vue de quantifier par exemple les effets du changement climatique aux hautes latitudes. Mais elles sont également très souvent utilisés à des fins de calibration des modèles atmosphériques. La confrontation de ces données aux sorties de modèles peut ainsi être effectuée aussi bien en zone de toundra que sur la glace. Il faut noter qu'en terme de modélisation glaciologique, la spatialisation de ces données ponctuelles nous intéresse particulièrement. Nous en discuterons au chapitre 3.

En marge des relevés terrains et des modèles d'atmosphère, les réanalyses

Les *réanalyses* sont souvent citées parmi les observations de terrain alors qu'en réalité ce sont des sorties de modèles d'atmosphère. Les *analyses* présentent la particularité d'être des sorties de modèle "analysées" au vu des observations aux pas de temps précédents. On utilise pour cela des techniques d'assimilation de données appliquées à un modèle d'atmosphère. Les *analyses* corrigent le modèle à partir des observations d'état au temps t pour réaliser une prédiction de l'état au temps $t+1$. Les paramètres du modèle changent donc au cours du temps. Les *réanalyses*, quant à elles, sont des techniques qui permettent d'obtenir le "meilleur modèle" à partir de la série d'observations d'états disponible. Les *réanalyses* sont couramment utilisées afin de dresser des climatologies.

À l'échelle de l'atmosphère mondiale, deux grands jeux de données se distinguent particulièrement, les produits ERA-15, ERA-40 et ERA-interim (suivant la période d'étude) de l'ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast), et les *réanalyses* NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmospheric Research) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

Ces données présentent l'avantage de reposer fortement sur des observations, mais également de pouvoir fournir un état moyen de l'atmosphère à l'échelle du globe avec une résolution temporelle relativement bonne (toutes les 6 heures). Elles sont donc très souvent utilisées dans des études de l'état synoptique de l'atmosphère.

Cependant, il faut noter que le réseau d'observations sur lesquelles reposent les corrections n'a pas partout la même qualité : il est généralement très dense en Europe de l'ouest ou en Amérique du nord. Mais de véritables déserts existent dans certaines régions et notamment vers les hautes latitudes. La résolution spatiale des réanalyses n'est pas non plus très bonne ($2,5^\circ$ pour les deux jeux de données). L'utilisation directe de ces réanalyses est sujette à caution, au vu de leur faible résolution et des imprécisions aux hautes latitudes. Cependant, ces données servent souvent de conditions aux frontières pour les modèles régionaux.

1.4.2 Les champs de température et de précipitation

Les réanalyses citées précédemment permettent de dresser une climatologie grande échelle autour de la zone du Groenland. Cette climatologie met en évidence la position saisonnière des cyclones et anticyclones, des vents dominants, du taux d'humidité, etc. Les stations sols quant à elles nous permettent d'avoir une information beaucoup plus locale. Les deux variables qui nous intéressent particulièrement en tant qu'entrée du modèle de glace sont les précipitations et les températures.

Températures

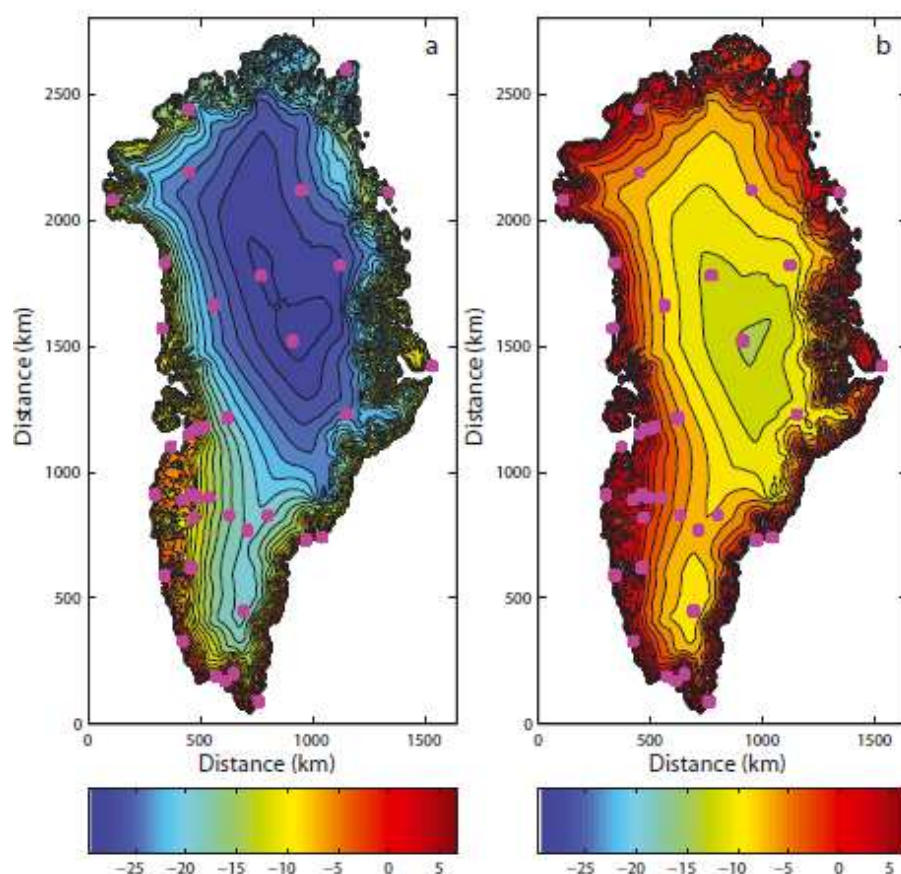


FIGURE 1.7 – Moyenne annuelle (a) et moyenne de Juillet (b) de la température de l’air à 2m d’après la paramétrisation de *Fausto et al.* (2009). Les points représentent les stations automatiques sur lesquelles repose la paramétrisation.

Le facteur principal permettant d’expliquer l’essentiel des variations spatiales de température au Groenland est l’altitude. Sur la côte les températures moyennes de juillet sont systématiquement supérieures à 0°C, même dans la partie la plus septentrionale, alors que pour la même période le plateau central est inférieur à -10°C. Un gradient nord-sud existe également (plus froid au nord) ainsi qu’un gradient est-ouest (plus froid à l’est). Cependant, ces gradients zonaux sont de bien moins grande importance (*Fausto et al.*, 2009).

Le mois le plus chaud est juillet et le mois le plus froid janvier. L’amplitude du signal saisonnier est plus importante dans les zones intérieures (de l’ordre de 30°C) que dans les zones périphériques (d’environ 20°C), principalement à cause d’un plus faible taux d’humidité.

Nous verrons par la suite qu’une bonne détermination des températures estivales (et juillet notamment) est capitale pour notre modèle de glace. Pour la majeure partie de la calotte, ce n’est en effet que pendant les mois d’été que la température devient suffisante pour permettre de l’ablation.

Précipitations

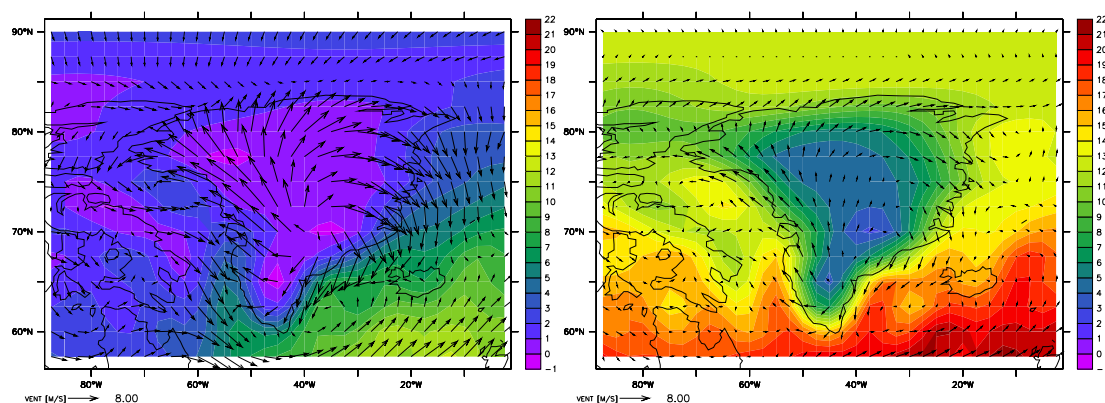


FIGURE 1.8 – Climatologie de la quantité d'eau précipitable (kg / m^2) et vecteurs de vents zonaux de surface (m / an) pour le mois de janvier (gauche) et juillet (droite). Cartes construites à partir de la climatologie long-terme (1981–2010) des réanalyses NCEP2.

Pour comprendre la variation spatiale et temporelle des précipitations au Groenland, il est nécessaire d'analyser l'état synoptique de l'atmosphère dans cette région.

En hiver, un système dépressionnaire très marqué s'installe vers l'Islande, alors qu'un autre plus faible est systématiquement placé au-dessus de la mer de Baffin, sur la côte Ouest du Groenland. Dans cette situation, les vents dominants très forts viennent principalement d'Islande en apportant beaucoup d'humidité sur la côte Sud-Est. Au fur et à mesure de leur ascension sur la calotte, ces masses d'air s'assèchent progressivement. En parallèle, des vents arrivent sur la côte Sud-Ouest, apportant ici aussi un peu d'humidité, mais de manière bien plus faible que sur le versant est. Les côtes plus au Nord restent quant à elles plus sèches.

En été, l'humidité est plus importante, mais les dépressions moins marquées génèrent généralement des vents plus faibles. Les précipitations peuvent dans ces conditions remonter largement plus au Nord qu'en hiver mais avec des cumuls relativement faibles.

Au vu de ces changements dans la circulation atmosphérique de la région, on comprend pourquoi les précipitations sont beaucoup plus hétérogènes spatialement que la température (principalement conditionnée par l'altitude). Elles dépendent comme on l'a vu très fortement de la dynamique atmosphérique grande échelle, mais également de la topographie de surface. De manière générale on retrouve un assèchement progressif du sud vers le Nord. Les zones les plus élevées sont également très sèches. La zone Sud-Est est celle qui présente le cumul le plus important avec des taux de précipitations pouvant atteindre 4000 mm/an. La région Nord-Est présente à l'inverse des cumuls inférieurs à 100 mm/an. La périphérie est entachée de maxima de précipitations en conséquence des effets topographiques.

1.4.3 Bilan de masse actuel du Groenland

Le modèle de glace qui sera présenté ici n'a pas de représentation explicite de l'atmosphère. Comme nous le verrons par la suite, même si nous utiliserons comme données d'entrée les températures et les précipitations, les véritables variables clefs pour la modélisation de l'évolution de la calotte sont l'ablation et l'accumulation.

Notons que l'accumulation annuelle n'est pas le cumul des précipitations annuelles. Une grande partie des précipitations au Groenland se réalise en effet sous forme liquide, en particulier sur la côte, où, comme nous l'avons vu, les températures sont clémentes. Cependant, en altitude la précipitation peut être confondue avec l'accumulation : même s'il peut arriver qu'il pleuve, l'eau a de grandes chances de regeler dans le manteau neigeux.

L'ablation se produit sur l'intégralité de la côte du Groenland, mais ne représente que moins de 10% de la superficie englacée (*Ettema et al.*, 2009). La zone d'ablation est très étroite, une simple bande de 1 à 150 km (*Van Den Broeke et al.*, 2008). La représentation de cette zone d'ablation est donc un réel enjeu pour la modélisation glaciologique qui utilise un maillage plus grossier (au mieux 5 km).

Sur la période 1958-2007, le bilan de masse de surface total de la calotte polaire du Groenland est estimé à 469 ± 41 Gt/an, avec 743 Gt/an de précipitations et 248 Gt/an de runoff (*Ettema et al.*, 2009). Cependant des variations inter-annuelles très importantes sont observées.

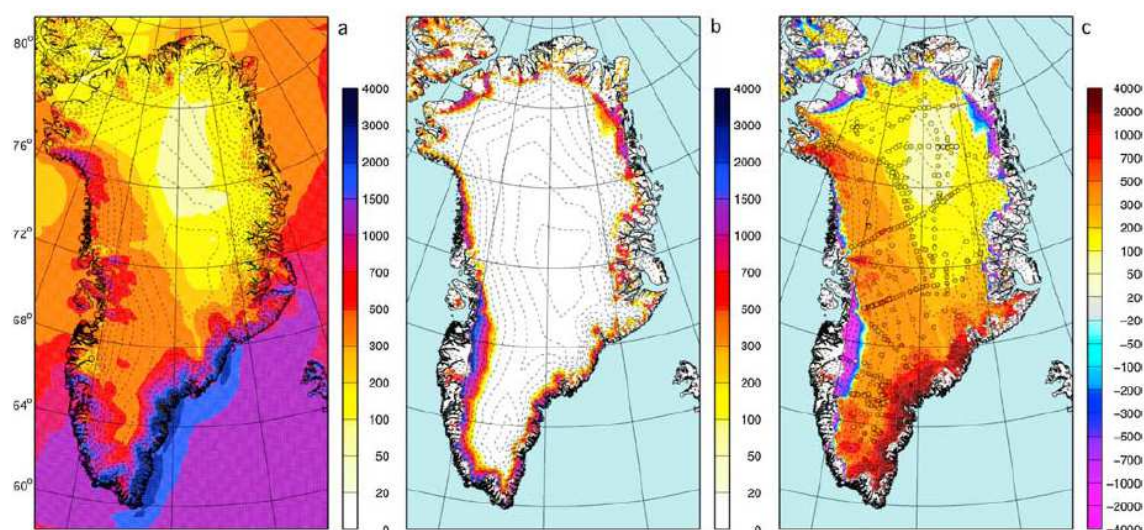


FIGURE 1.9 – Moyenne annuelle sur la période 1958-2007 de la précipitation totale (a), du run-off (b) et du bilan de masse de surface (c), en $\text{kg/m}^2/\text{an}$. Cartes tirées de *Ettema et al.* (2009) illustrant une simulation du modèle atmosphérique RACMO.

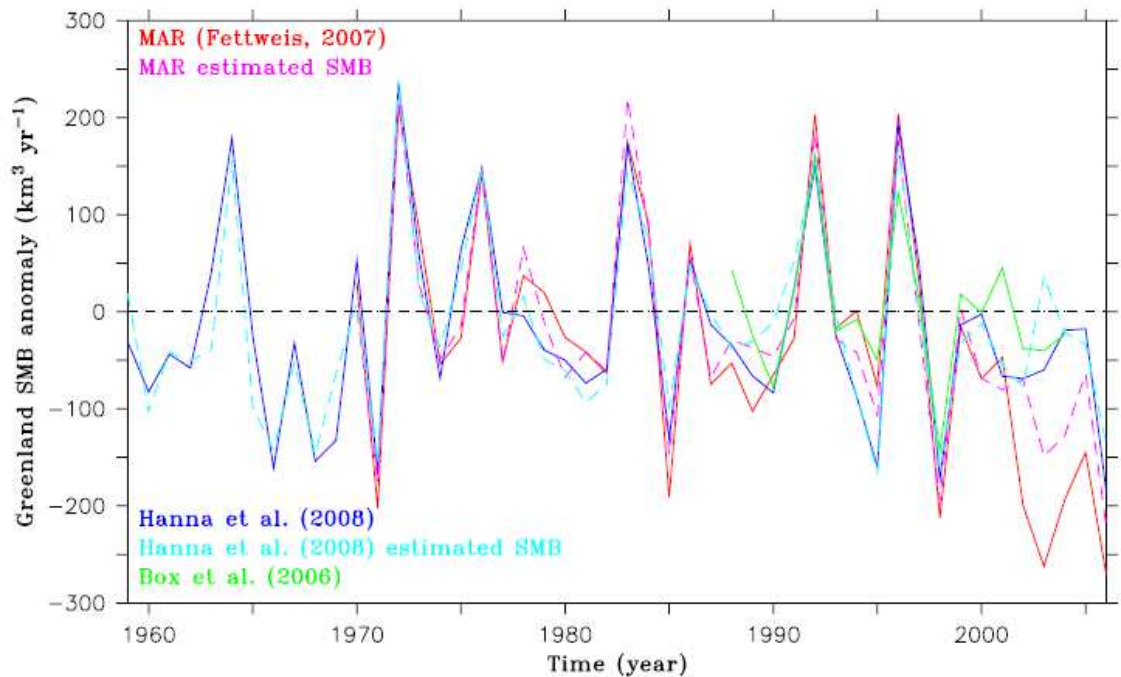


FIGURE 1.10 – Evolution de l'anomalie, par rapport à la moyenne 1970-1999, du bilan de masse de surface du Groenland, selon différents modèles atmosphériques (*Fettweis et al., 2008*).

1.4.4 Les changements récents dans le bilan de masse de surface

Depuis la fin des années 90, on observe une anomalie négative de bilan de masse de surface (voir figure 1.10). *Fettweis et al. (2008)* suggèrent que le faible bilan de masse observé actuellement (anomalie sur la période 1970-1999 de l'ordre de $-100 \text{ km}^3/\text{an}$) n'est pas sans précédent dans l'histoire récente et qu'un minimum a pu être détecté dans les années 1930 (anomalie aux alentours de $-150 \text{ km}^3/\text{an}$). Il semblerait qu'à l'horizon 2100, des valeurs de bilans de masse des années 30 soient courantes. Pour expliquer la variabilité inter-annuelle du bilan masse sur la calotte, la prise en compte des anomalies de la température de juillet et des précipitations annuelles est suffisante (*Fettweis et al., 2008*). Le réchauffement global serait à l'origine de l'augmentation des températures estivales, de l'augmentation du runoff et de la diminution du bilan de masse (*Hanna et al., 2008*). Cependant les effets du réchauffement ne sont pas identiques sur l'intégralité de la calotte : une augmentation du runoff se produit sur la périphérie du Groenland, en zone d'ablation, alors que l'intérieur voit généralement son taux d'accumulation augmenter, suite à l'augmentation des précipitations (*Ettema et al., 2009*).

La modélisation du Groenland est donc bien un problème non-stationnaire dans lequel différentes échelles temporelles sont à considérer. Pour espérer représenter les variabilités de la calotte, il est nécessaire d'avoir validé et calibré notre modèle. Cela se fait sur le passé, notamment en tirant profit des informations contenues dans les enregistrements des carottes.

1.5 Les archives climatiques

Depuis les années 50, plusieurs forages profonds ont été effectués, aussi bien en Antarctique qu’au Groenland. Les caractéristiques climatiques de ces deux calottes nous donnent accès à des informations très différentes : le faible taux d’accumulation en Antarctique nous permet de remonter très loin dans le temps (Vostok remonte jusqu’à 420 000 ans et Dome C jusqu’à 800 000 ans), alors que l’accumulation relativement importante au Groenland nous fournit des informations haute-résolution. Les principaux forages, utilisés au cours de ce travail, sont visibles sur la figure 1.11.

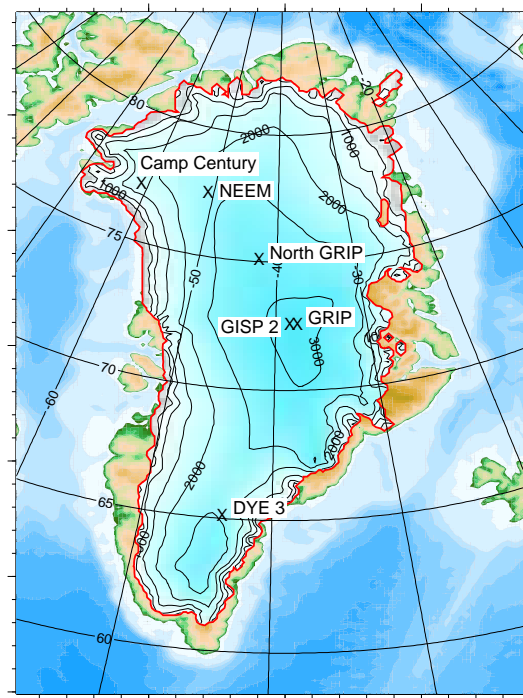


FIGURE 1.11 – Position des 6 forages profonds utilisés plus loin dans ce manuscrit.

1.5.1 L’information des carottes de glace

Les isotopes de l’eau

Les carottes de glaces sont constituées de molécules d’eau, H_2O . Cependant ces molécules d’eau ne sont pas toutes de masse identique et présentent différentes formes isotopiques. En effet, le nombre de neutrons des atomes d’oxygène O ou encore d’hydrogène H peut varier d’une molécule à l’autre. Les trois formes majoritaires sur Terre sont : $H_2^{16}O$, $H_2^{18}O$ et $HD^{18}O$.

Il est pratique de travailler avec un écart isotopique par rapport à une référence, défini comme suit :

$$\delta = (R_{ech}/R_{vsmow} - 1) \times 1000 \quad (1.1)$$

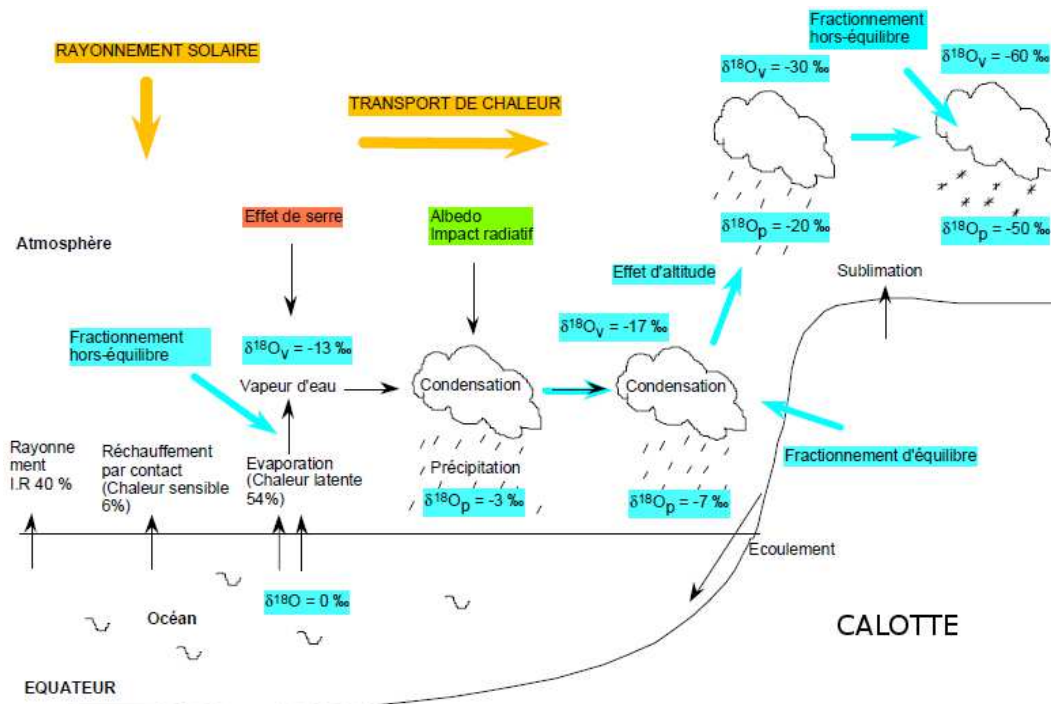


FIGURE 1.12 – Illustration du schéma d'appauvrissement en ^{18}O au cours des changements de phase successifs pour la région Antarctique (d'après Vimeux (1999)).

avec R_{ech} , le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ou le rapport D/H de l'échantillon considéré, et R_{vsmow} le rapport isotopique de référence du Vienna Standard Mean Ocean Water. Avec : $D/H_{SMOW} = 155,76 \text{ ppm}$ (Hagemann et al., 1970) et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{SMOW} = 2005,20 \text{ ppm}$ (Baertschi, 1976).

De par leurs différences en terme de masse et de symétrie, ces différentes formes isotopiques vont se fractionner au cours des divers changements de phases subis lors du cycle de l'eau atmosphérique. On observe ainsi une décroissance des teneurs isotopiques (δ plus faible) des basses latitudes vers les hautes latitudes. En effet, à chaque condensation les masses d'air s'appauvrissent en isotopes lourds, plus faciles à condenser.

Chaque couche de neige d'une calotte polaire a donc une histoire de ses condensations contenue dans la valeur de son rapport isotopique. Ces condensations sont indirectement reliées à la température de l'air et des techniques ont été développées pour reconstruire l'histoire des températures passées.

Le thermomètre isotopique

L'idée est donc venue de mesurer conjointement, en différents points de la calotte, la température et la composition isotopique (Dansgaard, 1964; Lorius et al., 1969; Lorius et Merlivat, 1977). La température représentative de l'appauvrissement est la température à la limite de la couche d'inversion, là où se réalise la condensation. Cependant, par commodité, la température utilisée est la température moyenne annuelle de surface. Celle-ci a pu être reliée linéairement à la composition isotopique pour le Groenland par :

$$\delta^{18}O = \alpha^i \times T - 13,7 \quad (1.2)$$

Avec $\alpha^i = 0,67\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Johnsen *et al.*, 1989)¹.

Les approches comme celle-ci reliant directement température et rapport isotopique sont désignées sous le nom de “thermomètre isotopique”. Bien qu’elles impliquent de très lourdes hypothèses (stationnarité, homogénéité), elles ont très largement été utilisées pour la reconstruction des paléotempératures et ont été validées dans un passé relativement proche (Johnsen *et al.*, 1989). Cependant, il a été montré que l’inversion directe des températures de forages ne permettait pas d’obtenir l’amplitude du dernier maximum glaciaire déduit par l’isotope (Johnsen *et al.*, 1995; Cuffey *et al.*, 1995; Dahl-Jensen *et al.*, 1998). Des corrections sont nécessaires pour prendre en compte notamment les changements de saisonnalité des précipitations (Jouzel *et al.*, 1997). Au Groenland cet effet est particulièrement fort : alors qu’en période interglaciaire il neige surtout au printemps et en été, en période glaciaire l’essentiel des précipitations se réalise en été (Krinner *et al.*, 1997; Werner *et al.*, 2000). Le thermomètre isotopique de l’équation 1.2 sous-estime largement l’amplitude de température entre glaciaire et interglaciaire (Capron *et al.*, 2010) et ne tient également pas compte des effets d’altitude.

Les gaz piégés

Les carottes de glace ne contiennent pas uniquement des molécules d’eau, mais également des gaz piégés. Severinghaus *et al.* (1998) et Severinghaus et Brook (1999) proposent l’utilisation des isotopes stables de l’azote et de l’argon de l’air piégé dans la glace. Son approche permet d’améliorer la chronologie des événements rapides. La mesure des gaz à effet de serre (le dioxyde de carbone, le méthane) peut également être effectuée pour reconstruire les températures du passé.

Dans l’étude des gaz piégés, il est nécessaire de modéliser rigoureusement le névé. En effet, celui-ci étant poreux, les gaz vont se diffuser (voir convecter sur les 5-10 premiers mètres) jusqu’à une certaine profondeur (dite de close-off). Des corrections sont donc à effectuer pour avoir la concentration et/ou l’isotope des gaz sur la même échelle temporelle que les isotopes de la glace.

Alors que pour les isotopes de l’eau la localisation des sources des précipitations est très importante pour identifier l’histoire des changements de phase, l’intérêt de travailler avec les gaz est de pouvoir s’affranchir de ce problème. En effet, les gaz utilisés comme indicateur du climat sont généralement ceux présentant un faible temps de vie (environ 100 ans pour le dioxyde de carbone par exemple). Ils sont également suffisamment mixés dans l’atmosphère pour qu’une mesure locale puisse donner une information à l’échelle globale.

1.5.2 Les carottes marines

De la même manière que la neige se dépose sur les calottes polaires, enregistrant ainsi l’histoire climatique de la Terre, les sédiments se déposent au fond de l’océan. Les carottes marines contiennent notamment des restes d’espèces vivantes, les foraminifères. Ces foraminifères sont

1. Des études plus récentes, incluant notamment un suivi de valeurs isotopiques dans des modèles d’atmosphère (Sjølte *et al.*, 2011; Masson-Delmotte *et al.*, 2011), ont permis de mettre en évidence la non-homogénéité de la valeur de cette pente au Groenland. Les valeurs pouvant varier de $0,3\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ à $0,8\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$ (Masson-Delmotte *et al.*, 2011)

enveloppés d'un test de calcaire (parfois appelé de manière erronée "coquille"). Divers éléments rentrent en jeu pour la fabrication de ce test et notamment l'oxygène de l'eau. La lecture de la signature isotopique de la carotte marine donne donc accès au rapport isotopique δ de l'eau de mer au moment de la fabrication du test. En période froide les glaces des pôles stockeront une grande partie de la forme légère ^{16}O de l'oxygène favorisant ainsi un rapport isotopique, δ , de l'eau de mer, fort. C'est ainsi que l'on relie le rapport isotopique de la carotte marine à la quantité de glace mobilisée sur les continents. Les carottes marines sont donc très souvent utilisées pour les reconstructions de niveau des mers (Shackleton, 1987; Waelbroeck *et al.*, 2002).

Les carottes marines constituent un des outils majeurs pour la reconstruction des paléo-climats. Cependant, nous utiliserons ici plus souvent des études portant sur les carottes de glace plutôt que sur des carottes de sédiments car le lien avec les températures de surface est plus évident. Alors que les carottes de glace sont surtout utilisées pour reconstruire une anomalie des températures de surface, les carottes marines peuvent elles être utilisées pour reconstruire les températures de surface de l'océan (SST pour Sea Surface Temperature). Ces mêmes SST peuvent également être utilisées pour avoir une idée des conditions périphériques du Groenland. Nous utiliserons par la suite (chapitre 5) des mesures de carottes marines pour contraindre l'histoire climatique durant l'Eémien.

Enfin, nous pourrions envisager l'utilisation des carottes marines pour reconstruire un historique de fusion basale sous les langues de glaces flottantes.

1.6 L'Eémien

Nous l'avons vu, la simulation des états passés peut être vue comme une phase de crash-test de notre modèle de glace. Cependant, d'un point de vue général, il s'agit également d'améliorer notre connaissance des états passés.

Mon travail de thèse s'inscrit dans le projet NEEM évoqué précédemment. Il s'agit d'un nouveau forage au Groenland, remontant jusqu'à la période interglaciaire précédente : l'Eémien. C'est une période particulièrement intéressante de par son climat légèrement plus chaud que le climat actuel et qui pourrait servir d'analogie au climat futur. Il peut également servir de validation de notre modèle de glace au processus de retrait des glaces (déglaciation).

Le climat à cette période était généralement plus chaud que notre climat actuel, probablement d'environ 5°C au Groenland (North GRIP members, 2004). Cependant cette période correspond au fond des forages profonds et l'enregistrement est loin d'être précis dans cette zone. Les déformations, le flux géothermique et le mixage des couches rendent les enregistrements difficiles à exploiter (Johnsen *et al.*, 2001). Nous verrons plus loin (chapitre 5) notre travail sur le climat de l'Eémien. Il faut noter qu'au fond des 6 forages profonds du Groenland (Camp Century, NEEM, North Grip, Grip, GISP2, Dye 3) a été identifié de la glace datée d'au moins 120 000 ans. Donc de la glace vieille du dernier interglaciaire est présente même pour les sites les plus "côtiers" comme Camp Century (Nord-Ouest) ou Dye 3 (Sud). La question que pose cette glace, témoin de la dernière période chaude, est la suivante : la calotte du Groenland était-elle présente à la position des trous de forage ou bien cette glace vient-elle de plus loin ?

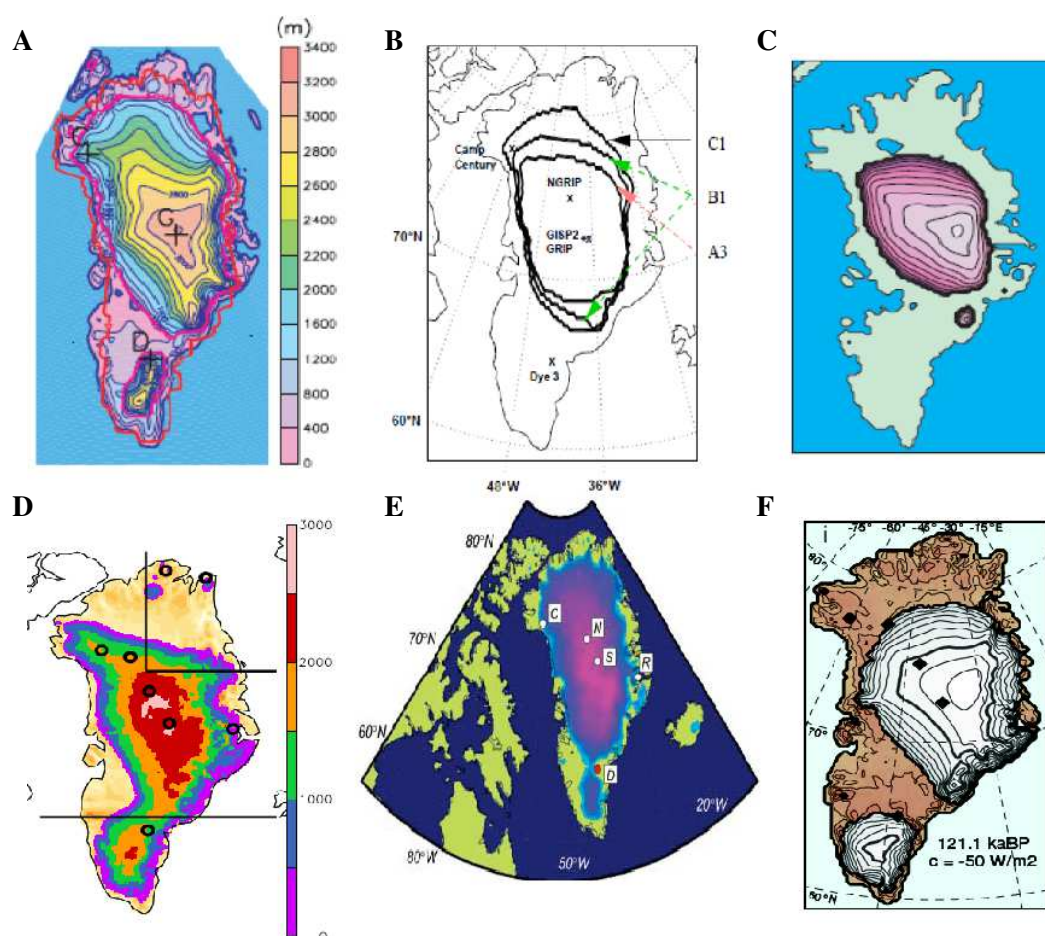


FIGURE 1.13 – Différentes topographies du minimum Eémien dans Tarasov et Peltier (2003) (A), Lhomme et al. (2005) (B), Cuffey et Marshall (2000) (C), Born et Nisancioglu (2011) (D), Otto-Bliesner et al. (2006) (E), et Robinson et al. (2011) (F). Pour les reconstructions (A–C), un index de température suivant la formulation du thermomètre isotopique est utilisé (se basant sur l’enregistrement de GRIP, voir de Vostok). La reconstruction (D) utilise également un index, mais basé sur l’insolation. (E) effectue un couplage uni-directionnel (atmosphère vers glace) avec un modèle de circulation générale. Le bilan de masse dans (F) est calculé avec un modèle local de bilan d’énergie, alimenté par les champs provenant d’un EMIC.

Quoiqu’il en soit, les reconstructions suggèrent un niveau des mers d’au moins 5 mètres supérieur à celui d’aujourd’hui, en conséquence de ce climat plus chaud (Stirling et al., 1998; Vezina et al., 1999). Il est par contre difficile de distinguer quantitativement les contributions respectives du Groenland et de l’Antarctique. En effet l’extension et le volume de glace de la calotte du Groenland au cours du dernier interglaciaire est méconnu. Cuffey et Marshall (2000) proposent une contribution de la fonte du Groenland au niveau des mers comprise entre 4 et 5,5 mètres. Ceci impliquerait une contribution très faible de l’Antarctique. Dans cette hypothèse la calotte du Groenland serait donc à cette époque de dimension très réduite, laissant libre de glace la position de certains forages. A l’inverse Otto-Bliesner et al. (2006) proposent une contribution globale du Groenland au niveau des mers bien plus faibles, de l’ordre de 2,2 à 3,4 mètres, mais avec également la région sud (Dye 3 notamment) libre de glace. Nous pouvons citer également les travaux de Tarasov et Peltier (2003) avec 2,7–4,5 mètres, ainsi que Robinson et al. (2011) proposent la fourchette

3,7–4,4 mètres, très proche des valeurs de *Lhomme et al.* (2005) (3,5–4,5 mètres). La gamme de valeur est donc relativement large et les calottes éémiennes “les plus probables” présentent des géométries généralement très différentes (voir figure 1.13).

Un des enjeux de ce travail de thèse sera d’essayer d’identifier les causes de cette disparité de reconstructions de calottes éémiennes, et de proposer des pistes d’amélioration.

1.7 Bilan de chapitre

Nous avons pu lister au cours de ce chapitre nos principales connaissances sur le Groenland. La calotte glaciaire possède une histoire remontant à plusieurs millions d'années. A la différence des imposantes calottes d'Amérique du nord et d'Eurasie, cette calotte est la seule, avec l'Antarctique, à avoir ainsi survécu à plusieurs grands cycles glaciaires-interglaciaires. Ses glaces recèlent ainsi un enregistrement riche sur l'histoire climatique de la Terre.

L'avènement de l'ère des satellites a marqué une nette amélioration sur nos connaissances concernant l'état du Groenland actuel, tant au niveau de sa topographie que de son champ de vitesse. Avec leurs enregistrements couvrant maintenant plusieurs décennies, ces mêmes satellites sont également les témoins des changements s'opérant sur le Groenland actuel. Il semblerait ainsi que le Groenland perd de la masse de manière accélérée. L'écoulement des glaciers semble s'accélérer et la zone d'ablation semble gagner du terrain. Les modèles atmosphériques viennent quant à eux en complément de ces observations pour, d'une part, les expliquer physiquement et, d'autre part, effectuer des projections ou des reconstructions.

Notre modèle devra être capable de reproduire les observations actuelles de la calotte du Groenland. Pour en valider son comportement, nous aurons cependant à confronter nos simulations avec ce que l'on sait sur les états passés. Ces informations étant principalement contenues dans les enregistrements des forages profonds, on comprend déjà que notre modèle devra être muni d'un outil permettant d'interpréter ces forages.

Chapitre 2

La modélisation des calottes polaires

Sommaire

2.1	Introduction	30
2.2	Référentiel et système de coordonnées	30
2.3	Conservation de la masse	31
2.4	Contraintes et déformations	33
2.4.1	Contraintes et principe fondamental de la mécanique	34
2.4.2	Déformations et loi de comportement	35
2.5	Écoulement et modélisation	36
2.5.1	Approximation de la couche mince	36
2.5.2	L'approximation pour les écoulements rapides	38
2.5.3	Les modèles hybrides	39
2.5.4	Anisotropie et déformation	40
2.6	Thermodynamique	41
2.6.1	Équation de la chaleur	41
2.6.2	Conditions aux limites	42
	En surface	42
	A l'interface glace-socle	42
2.7	Isostasie	43
2.8	Langues de glace flottante et modélisation	44
2.8.1	Les langues de glace flottantes, les ice-shelves	44
2.8.2	La ligne d'échouage	44
2.8.3	Le vélage d'icebergs	45
2.9	Bilan de chapitre	47

2.1 Introduction

L'objectif d'un modèle numérique de calotte polaire est de pouvoir simuler la topographie de la glace évoluant en fonction d'une histoire climatique donnée. Toute une gamme de modèles existe dans la littérature, suivant le type d'approximations mécaniques considérées. Nous verrons par la suite que le modèle utilisé ici est thermomécaniquement couplé, ce qui signifie que le champ en trois dimensions de température est également calculé. A partir de ce champ de température et de l'information sur la géométrie, le champ de vitesse peut être évalué. Les variables clefs, régies par des équations dépendant explicitement du temps, la température et l'épaisseur de la glace, sont désignées sous l'appellation variables pronostiques. Les autres variables (champ de vitesse, déformation, etc.), qui peuvent se déduire des précédentes sont appelées variables diagnostiques ¹.

Le modèle présenté dans la suite, GRISLI, a déjà été utilisé lors de différentes thèses au LGGE. Sa première version "moderne" a été développée pour l'Antarctique lors de la thèse de *Rommelaere* (1997). Cette version est issue du couplage entre le modèle de calotte posée à écoulement lent (GREMLINS, *Ritz et al.* (1997)) avec un modèle à écoulement rapide de type plate-forme flottante (*Rommelaere et Ritz*, 1996; *Ritz et al.*, 2001). Des applications plus systématiques ont été faites, toujours pour l'Antarctique lors de la thèse de *Christophe Dumas* (2002) puis, durant sa thèse, *Vincent Peyaud* (2007) a porté le modèle sur l'hémisphère nord dans sa totalité, ainsi que sur la calotte fennoscandienne (*Peyaud et al.*, 2007) pour des expériences paléo-climatiques. Dans le travail présenté ici, il s'agit de la première application de ce modèle à la seule calotte du Groenland. L'avantage de ne pas considérer l'intégralité de l'hémisphère nord est de limiter les temps de calculs afin de pouvoir se permettre une résolution bien plus élevée et ainsi de résoudre certains effets locaux. Les principales spécificités de la modélisation des calottes polaires seront brièvement déclinées dans la suite et nous insisterons sur les points sur lesquels des améliorations notables ont été réalisées au cours de ce travail.

2.2 Référentiel et système de coordonnées

Dans ce manuscrit les équations seront écrites dans le référentiel terrestre. Le référentiel terrestre peut être considéré comme galiléen car aux échelles considérées les effets de déviation vers l'est dû à la rotation sont négligeables. Le système de coordonnées choisi est défini par un repère cartésien dans lequel le plan horizontal décrit par les axes x et y , l'axe z étant la coordonnée verticale, dirigée vers le haut et dont l'origine est prise au niveau de la mer actuel. Dans la pratique le choix de l'origine des axes x et y est directement issu du système de projection choisie que nous décrirons au chapitre 1. Le nom et les unités des différentes variables sont rappelées dans la table 2.1

Dans l'intégralité de ce chapitre, les équations seront exprimées avec les variables d'Euler. Avec ce type de variables, on observe l'évolution du système en un point géométrique fixe pour l'observateur.

1. Dans les modèles d'océans et d'atmosphère, les vitesses sont également des variables pronostiques. Mais comme nous le verrons par la suite, une des particularités des modèles de calotte polaire est de négliger les accélérations et par suite de faire des vitesses des variables diagnostiques.

Coordonnées :		
x, y, z	Coordonnées horizontales et verticales	m
t	Temps courant	a
ζ	Coordonnée verticale réduite	-
Variables du modèle :		
$S(x, y, t)$	Altitude de la surface	m
$H(x, y, t)$	Épaisseur de glace	m
$Bsoc(x, y, t)$	Altitude du socle	m
$Slv(t)$	Anomalie de niveau des mers par rapport à l'actuel	m
$T(x, y, z, t)$	Température de la glace	$^{\circ}C$
$\eta(x, y, z, t)$	Viscosité de la glace	$Pa.a^{-1}$
$e\bar{I}a(x, y, z, t)$	Viscosité moyennée sur l'épaisseur	$Pa.a^{-1}$
$\vec{u}(x, y, z, t)$	Vitesse de la glace, $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$	$m.a^{-1}$
$\vec{U}(x, y, t)$	Vitesse moyennée sur l'épaisseur, $\vec{U} = (u_x, u_y)$	$m.a^{-1}$
$\vec{u}_b(x, y, t)$	Vitesse basale, $\vec{u}_b = (u_{bx}, u_{by})$	$m.a^{-1}$
$\tau(x, y, z, t)$	Tenseur des contraintes	Pa
$\dot{\epsilon}(x, y, z, t)$	Tenseur du taux de déformation	s^{-1}
$T_m(x, y, t)$	Température de l'air en surface, moyenne mensuelle	$^{\circ}C$
$P_m(x, y, t)$	Précipitation totale (liquide+solide), moyenne mensuelle	$m.a^{-1}$
$P_{sm}(x, y, t)$	Précipitation solide, moyenne mensuelle	$m.a^{-1}$
$Acc(x, y, t)$	Accumulation annuelle	$m.a^{-1}$
$Abl(x, y, t)$	Ablation annuelle	$m.a^{-1}$
$M(x, y, t)$	Bilan de masse de surface annuel	$m.a^{-1}$
$\phi(x, y)$	Flux géothermique	$W.m^{-2}$
$b_{melt}(x, y, t)$	Taux de fusion basale	$m.a^{-1}$
$N(x, y, t)$	Pression effective à la base	Pa
Paramètres et constantes physiques :		
g	Accélération de la pesanteur	$m.s^{-2}$
ρ_i	Densité de la glace	$kg.m^{-3}$
ρ_w	Densité de l'eau douce	$kg.m^{-3}$
B_{AT}	Coefficient de la loi de fluage	$Pa^{-3}.a^{-1}$
E_a	Energie d'activation de la loi de fluage	$J.mol^{-1}$
E^{SIA}	Facteur d'anisotropie de la glace posée	-
E^{SSA}	Facteur d'anisotropie des shelves et streams	-
β	Coefficient de frottement basal	$m.a.Pa^{-1}$
$lr(x, y)$	Lapse rate topographique mensuel	$^{\circ}C.km^{-1}$
γ_{acc}	Facteur du ratio d'accumulation	$^{\circ}C^{-1}$
C_{snow}	Coefficient de fonte de la neige	$m.a^{-1}.^{\circ}C^{-1}$
C_{ice}	Coefficient de fonte de la glace	$m.a^{-1}.^{\circ}C^{-1}$
σ	Variabilité sur la température journalière	$^{\circ}C^{-1}$
$\delta^{18}O(t)$	Composition isotopique en oxygène ^{18}O	‰
α^i	Coefficient du thermomètre isotopique	$\text{‰}^{\circ}C^{-1}$

TABLE 2.1 – Variables et notations utilisées dans ce manuscrit.

2.3 Conservation de la masse

Les calottes polaires sont constituées de glace mais des zones de propriétés différentes sont présentes. Dans les parties supérieures, se situe en effet la zone de névé. Dans cette zone de “vieille neige”, la glace est en formation. Cette zone très poreuse contient donc de la neige plus ou moins compacte, de l'eau ainsi que des gaz atmosphériques. L'épaisseur de cette couche de névé dépend des conditions climatologiques locales, notamment de la valeur de l'accumulation et de la température. Cependant, cette couche présente une épaisseur généralement comprise entre 50 et 100

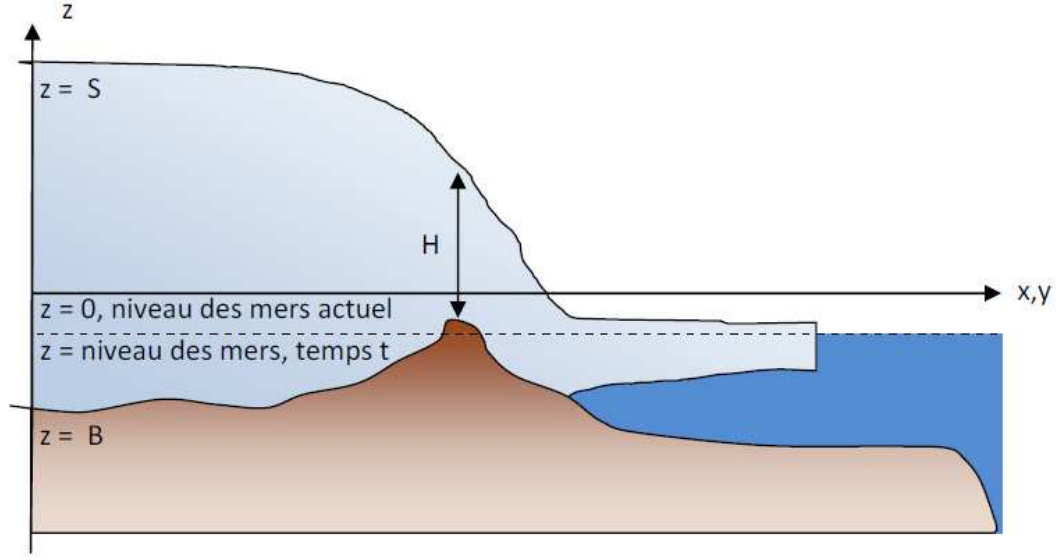


FIGURE 2.1 – Représentation schématisée d'une calotte polaire au temps t avec le système de coordonnées utilisé.

mètres. La porosité et l'hétérogénéité de cette couche en font un milieu aux propriétés totalement différentes de la glace se trouvant au-dessous. Il faut noter que les propriétés de cette couche de névé sont très importantes en terme d'hydrologie glaciaire, de piégeage des gaz dans la glace, ou bien encore de bilan de masse de surface. Par contre, en ce qui concerne les modèles mécaniques de calottes polaires, il est de coutume de remplacer la couche de névé par une couche de glace équivalente permettant de conserver la masse et le poids. Cette approximation, qui en pratique consiste à retirer environ 20-30 m à l'épaisseur observée, est valide car la correction est faible par rapport au poids d'une colonne de glace dans sa totalité (1000-3000 m). D'autre part, l'écoulement de la glace est essentiellement lié à la gravité et c'est donc bien le poids de la couche de névé qui est important.

Le modèle mécanique que nous allons présenter n'aura donc qu'à traiter un seul matériau, la glace, considérée comme pure (on néglige les bulles d'air piégées dans la glace). Une propriété intéressante de la glace pure concerne sa faible variation de densité avec la température. En effet à 0°C elle présente une densité de $916,2 \text{ kg/m}^3$ alors qu'à -60°C elle est de $922,4 \text{ kg/m}^3$. Nous pouvons donc négliger les variations de densité car nous ne dépasserons pas cette gamme de température.

Sous cette hypothèse la glace peut être considérée comme un matériau incompressible. Sous sa forme locale, l'expression de l'incompressibilité appliquée à un volume infinitésimal $dv = dx dy dz$ correspond à :

$$\text{div}(\vec{u}(x, y, z)) = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad (2.1)$$

où u_x, u_y, u_z sont les composantes de la vitesse.

L'intégration de la relation précédente sur l'intégralité d'une colonne de glace, depuis le socle jusqu'à la surface, nous permet d'obtenir l'équation maîtresse gouvernant l'évolution d'une calotte polaire : l'équation de conservation de la masse.

Les conditions aux limites (surface et socle) pour la vitesse verticale peuvent s'exprimer par une combinaison du bilan de masse de surface (M) (respectivement de la fusion basale, b_{melt}) ainsi que du déplacement de la surface libre. Ce déplacement de la surface libre se décomposera ici en deux termes : la variation verticale de l'altitude de la surface (respectivement du socle) au cours du temps, et d'un autre côté les déplacements horizontaux des particules de glace suivant la pente de la surface (respectivement du socle).

$$\text{Surface : } u_z(S) = -M + \frac{\partial S}{\partial t} + u_x(S) \frac{\partial S}{\partial x} + u_y(S) \frac{\partial S}{\partial y} \quad (2.2)$$

$$\text{Socle : } u_z(B) = -b_{melt} + \frac{\partial B}{\partial t} + u_x(B) \frac{\partial B}{\partial x} + u_y(B) \frac{\partial B}{\partial y} \quad (2.3)$$

En introduisant également la notion de vitesse moyennée sur la profondeur définie comme :

$$\bar{U}_x = \frac{1}{H} \int_{z=B}^{z=S} u_x dz \quad (2.4)$$

Nous arrivons donc sur l'équation de conservation de la masse :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial H \bar{U}_x}{\partial x} - \frac{\partial H \bar{U}_y}{\partial y} + M - b_{melt} \quad (2.5)$$

C'est cette expression qui nous permettra de calculer l'évolution de l'épaisseur de glace. Nous voyons dans cette équation trois termes bien distincts :

- Le bilan de masse de surface, M , régi par les conditions atmosphériques.
- La fusion basale, b_{melt} , gouvernée quant à elle par le flux géothermique mais également par les productions de chaleurs dues à l'écoulement (voir plus loin, l'équation de la chaleur). Il faut noter également que le point de fusion dépend de la pression locale.
- Les termes mécaniques à travers les vitesses \bar{U}_x et \bar{U}_y . Pour les calculer nous allons passer par le champ de déformation en utilisant les propriétés mécaniques de la glace.

2.4 Contraintes et déformations

L'écoulement de la glace est gouverné par sa déformation interne et par les contraintes à l'interface avec le socle qui constituent les conditions aux limites. Ces déformations sont dues au jeu de contraintes s'appliquant à l'intérieur de la calotte. Nous rappellerons dans un premier temps les définitions de ces contraintes et de ces déformations pour ensuite les appliquer à notre cas de calotte polaire.

2.4.1 Contraintes et principe fondamental de la mécanique

Considérons un élément de volume $dv = dxdydz$, le tenseur des contraintes représente l'intégralité des contraintes s'appliquant sur cet élément de volume. La figure 2.2 décrit les notations utilisées.

Dans l'approximation quasi-statique, de part la réciprocité de cisaillement (les contraintes tangentielles exercées sur deux faces perpendiculaires sont égales), le tenseur des contraintes est symétrique. Nous allons maintenant appliquer le principe fondamental de la dynamique sur l'élément de volume de glace précédent en négligeant les accélérations. La seule force extérieure s'appliquant est la gravité. Nous obtenons ainsi l'expression de l'état quasi-statique du système :

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = \rho g \end{cases} \quad (2.6)$$

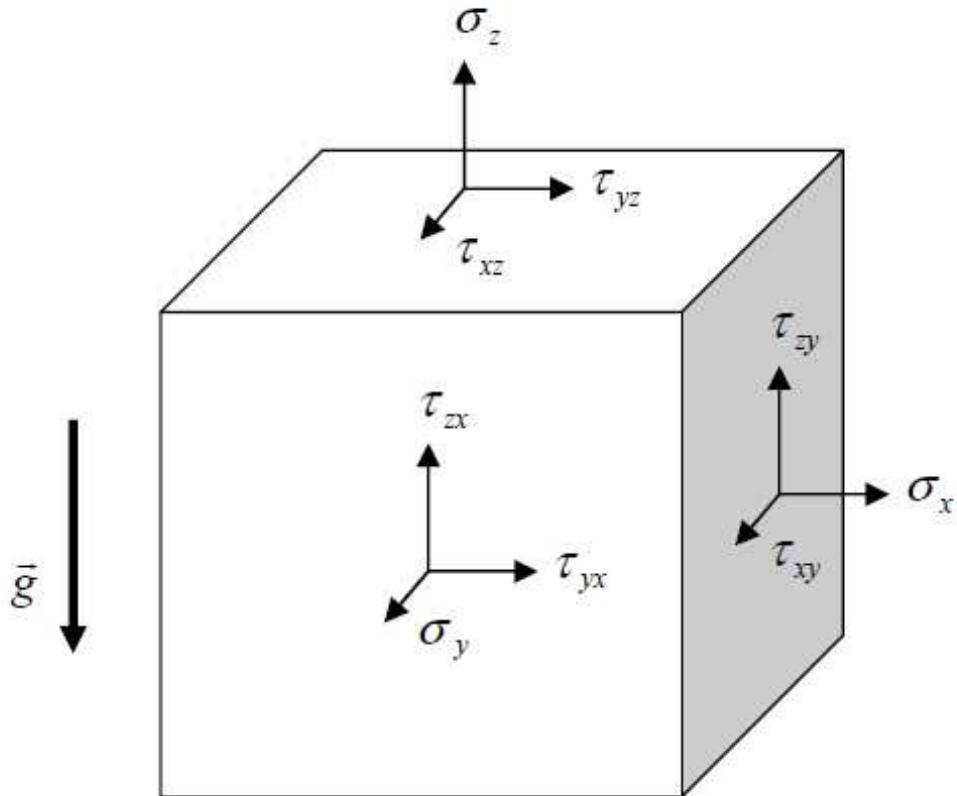


FIGURE 2.2 – Représentation des différentes composantes du tenseur des contraintes s'appliquant sur un cube de volume infinitésimal.

La pression correspond au premier invariant du tenseur des contraintes. Elle est égale (au signe près) au tiers de la trace du tenseur des contraintes² :

$$-P = \frac{\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z}{3} \quad (2.7)$$

Nous allons pouvoir définir grâce à cet invariant la notion de déviateur des contraintes qui correspond à une représentation des contraintes tout en s'affranchissant de l'effet de la pression. Ce déviateur s'exprime par :

$$\tau'_{ij} = \tau_{ij} + \delta_{ij}P \quad (2.8)$$

Avec $\delta_{ij} = 1$ pour $i = j$, 0 sinon.

2.4.2 Déformations et loi de comportement

Ces contraintes internes déforment la glace. Dans les gammes de pression et de températures rencontrées dans les calottes polaires il est possible de considérer que la glace se comporte comme un fluide visqueux non-newtonien. Il est commode de définir, au même titre que pour les contraintes, un tenseur des taux de déformation (ou encore tenseur des vitesses de déformation), sous la forme :

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.9)$$

Nous verrons par la suite que la glace est loin d'être un matériau isotrope. Sous l'effet de la compression il va en effet apparaître des orientations privilégiées des cristaux de glace. Cependant en première approximation nous allons considérer une glace isotrope. Dans cette configuration le déviateur des contraintes et le taux de déformation sont reliés par :

$$\tau'_{ij} = 2\eta \dot{\epsilon}_{ij} \quad (2.10)$$

où η est la viscosité.

Comme signalé précédemment le matériau glace est non-newtonien. La non-linéarité s'exprime au travers de la dépendance entre la viscosité et les contraintes, en suivant une loi de type Norton-Hoff, communément appelée loi de Glen en glaciologie (*Paterson, 2000*) :

$$\frac{1}{\eta} = B_{AT} \tau'^{n-1} \quad (2.11)$$

Cette loi empirique obtenue par essai en laboratoire fait intervenir la scission efficace définie par :

$$\tau^2 = \frac{1}{2} \sum_{i,j} (\tau'_{ij})^2 \quad (2.12)$$

2. Dans le cas hydrostatique $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = -P$

Notons que le facteur B_{AT} dépend de la température suivant une loi d'Arrhenius :

$$B_{AT} = B_{AT0} \exp\left(\frac{E_a}{R} \left(\frac{1}{T_f} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (2.13)$$

avec T la température de l'élément de volume dv , T_f la température de fusion de la glace E_a l'énergie d'activation et R la constante des gaz parfaits. L'exposant n est la plupart du temps pris comme égal à 3 pour la glace.

Rappelons que la loi de Glen est une loi empirique obtenue à partir d'essais mécaniques en laboratoire. Cependant à l'intérieur d'une calotte les contraintes déviatoriques sont souvent plus faibles que celles imposées dans ces essais, de plus elles s'exercent sur des périodes temporelles non reproductibles en laboratoire. Enfin, plusieurs processus peuvent intervenir dans la déformation : montée des dislocations, recristallisation, grossissement, des cristaux, etc. La plupart des modèles de calotte polaire s'accordent à utiliser une valeur de l'exposant $n = 3$. Cependant d'autres travaux suggèrent une valeur plus faible lorsque les contraintes sont faibles (*Duval et Lliboutry, 1985; Pimienta, 1987*). Une des particularités du modèle GRISLI est de pouvoir utiliser une loi de Glen polynomiale, combinant plusieurs valeurs de l'exposant n avec chacun leur valeur d'énergie d'activation (*Ritz, 1992*). Dans la suite nous utiliserons majoritairement la combinaison d'une viscosité dite de Glen à exposant 3 avec une viscosité linéaire, dite newtonienne (*Dumas, 2002*). Dans ces conditions le taux de déformation s'écrira donc :

$$2 \dot{\epsilon}_{ij} = (B_{AT1} + \tau^2 B_{AT3}) \tau'_{ij} \quad (2.14)$$

2.5 Écoulement et modélisation

Le problème tel que nous l'avons posé précédemment est numériquement solvable. En effet la combinaison de l'équation de conservation de la masse et de la loi de comportement (loi de Glen) nous permet de calculer le champ de vitesses pour des conditions aux limites données (frottement basal, bilan de masse de surface et fusion à la base de la calotte). La résolution complète de ce jeu d'équations est effectuée par des modèles de type "Full-Stokes". Ces modèles sont extrêmement coûteux en termes de temps de calcul et ont longtemps été réservés exclusivement aux applications de petite échelle, comme la modélisation d'un glacier en particulier. Cependant très récemment ce type de modèle commence à être appliqué pour des calottes entières (*Seddik et al., soumis*). Mais là encore les applications sont pour le moment restreintes : les simulations sont encore limitées car pour un code parallélisé et pour un maillage de plus 320 000 éléments, il faut globalement entre 4 à 6 jours de temps-processeur pour une simulation de 100 ans (*Hakime Seddik, communication personnelle*). Ce type de modèle est toutefois appelé à se développer dans le futur. Ainsi, à l'heure actuelle, nous avons encore un très grand besoin d'avoir recours à des approximations pour diminuer significativement le temps de calcul, notamment lors d'applications paléoclimatiques qui nécessitent des simulations couvrant plusieurs dizaines de milliers d'années.

2.5.1 Approximation de la couche mince

L'approximation de la couche mince (en anglais Shallow Ice Approximation, ici écrit SIA) est l'approximation la plus naturelle concernant l'écoulement des calottes polaires. Elle met à profit la forme particulière d'une calotte polaire, en considérant le rapport d'aspect. Ce rapport d'aspect est

le rapport entre la longueur caractéristique horizontale et la longueur caractéristique de l'échelle verticale. Le Groenland s'étend sur plus de 2000 kilomètres du sud au nord et d'environ 1000 kilomètres dans sa plus grande largeur. Sa profondeur est au maximum d'environ 3 kilomètres. Le rapport des longueurs, verticale sur horizontale, est donc effectivement très faible. L'utilisation de ce rapport d'aspect négligeable va permettre de simplifier notablement les équations (*Hutter*, 1983; *Morland*, 1984). Une dérivation des équations à l'ordre 0 (SIA0) pour ce type de problème a été publiée la première fois par *Bodvarsson* (1955). Nous allons ici présenter "avec les mains" le développement de l'ordre 0.

Une façon simple d'expliquer cette approximation consiste à exprimer que, en raison du petit rapport d'aspect, les dérivées horizontales peuvent être négligées devant les dérivées verticales. En terme de vitesses de déformation, cela signifie que ϵ_{xx} , ϵ_{zz} , ϵ_{xy} sont négligeables devant ϵ_{xz} et ϵ_{yz} . En raison de la relation visqueuse, ces inégalités se retrouvent pour le déviateur des contraintes, τ_{xy} , σ'_x , σ'_y , σ'_z sont négligeables devant τ_{xz} et τ_{yz} . Il en découle que dans les équations d'équilibre 2.6), les termes de cisaillement vertical τ_{xz} et τ_{yz} sont prépondérants par rapport aux efforts de traction horizontale.

Dans ces conditions les contraintes peuvent donc s'écrire :

$$\begin{cases} \tau_{xz} = \rho g \frac{\partial S}{\partial x} (S - z) \\ \tau_{yz} = \rho g \frac{\partial S}{\partial y} (S - z) \end{cases} \quad (2.15)$$

La démonstration rigoureuse de la SIA (voir thèse de *Martina Schäfer* (2007)), donne accès aux termes des ordres supérieurs de l'approximation et certains modèles dits "higher order" utilisent ces ordres supérieurs (*Pattyn*, 2003).

L'équation 2.9 appliquée à la déformation ϵ'_{xz} permet de retrouver le profil de vitesse le long d'une colonne de glace. En effet, toujours en négligeant $\frac{\partial u_z}{\partial x}$ devant $\frac{\partial u_x}{\partial z}$:

$$u_x(z) = u_{xb} + \int_{z=-S}^{z=-B} 2 \epsilon'_{xz} dz \quad (2.16)$$

L'expression de ϵ'_{xz} découle de la loi de comportement (équation 2.14) et de l'équation 2.16 précédente. La composante y du profil de vitesse présente une expression similaire, écrit à partir de ϵ'_{yz} .

L'enjeu dans cette équation est d'avoir une idée de la vitesse basale u_b . On trouve deux approches pour calculer la vitesse basale.

La première approche, la plus ancienne, consiste à utiliser une loi de glissement dans laquelle la vitesse basale dépend de la contrainte tangentielle à la base et (éventuellement) de la pression d'eau. Cette approche intuitive traduit l'importance de la température à l'interface glace-socle. En effet une base froide (en dessous du point de fusion) est ancrée au sol et présente un frottement maximal alors qu'une base au point de fusion (tempérée), avec un frottement plus faible, est susceptible de glisser sur le socle. Toutes ces lois de glissement sont soit des lois basées sur des socles idéalisés (*Weertman*, 1979), soit des lois empiriques déduites d'observations sur des petits glaciers

(*Bindschadler*, 1983). Les formes de ces lois sont globalement similaires et font intervenir non pas directement la température mais plutôt la pression hydraulique à la base de la calotte (en sachant que pour avoir de l'eau liquide, il faut être au point de fusion) :

$$u_b = A \frac{\tau_b^\alpha}{N^\beta} \quad (2.17)$$

avec N la pression effective, $N = \rho H - \rho_w H_w$ (avec H_w la hauteur d'eau sous glaciaire).

La contrainte basale τ_b , qui pourra prendre plusieurs formes comme nous pourrions le voir, mais qui s'écrit simplement dans le contexte de l'approximation SIA : $(\tau_b)_{x,y} = (\tau_{xz}, \tau_{yz})|_B$. Les exposants α et β varient d'un auteur à l'autre. Le facteur A est un facteur d'ajustement qui permet notamment d'englober la rugosité du socle par exemple. Cette formulation pose cependant des problèmes (par exemple la vitesse devient infinie lorsque la pression effective est nulle, comme lorsque la glace se met à flotter). C'est pourquoi, bien que diverses lois de glissement soient codées dans le modèle, elles ne sont plus utilisées (si ce n'est dans le cadre d'expériences d'intercomparaison).

L'autre formulation du glissement, valide pour les écoulements rapides, est décrite ci-dessous.

2.5.2 L'approximation pour les écoulements rapides

Comme nous l'avons signalé, l'approximation précédente consiste à négliger les variations horizontales devant les variations verticales. Cependant, comme nous le verrons plus en détail par la suite, la dynamique des calottes polaires est loin d'être homogène. De véritables fleuves de quelques kilomètres sont en effet présents sur la majorité du pourtour de la calotte. Dans ces fleuves de glace les vitesses peuvent être très importantes alors que la pente de la surface est généralement faible. Les contraintes longitudinales, de par des gradients de vitesses horizontales importants, et la contrainte de cisaillement horizontale, de par la faible largeur du fleuve, sont primordiales. Le faible frottement à la base rend même le cisaillement vertical négligeable devant ces contraintes. La même configuration dynamique est observable au niveau des langues de glace flottante (souvent désignées "ice-shelves" en anglais dont nous parlerons plus en détails dans la suite de ce chapitre). Dans ces deux régions, à écoulement rapide, les contraintes de cisaillement vertical sont négligeables devant les contraintes longitudinales et de cisaillement horizontal. C'est-à-dire que la situation est exactement inversée par rapport à la SIA.

L'hypothèse qui revient à négliger le cisaillement vertical, et donc à présumer que la vitesse horizontale est indépendante de la profondeur, est connue en tant que Shallow Shelf Approximation (SSA). Elle a été formulée pour les fleuves de glace et les langues de glace flottante une première fois par *MacAyeal* (1989) et a été implémentée dans le modèle GRISLI lors des travaux de *Rommelaere et Ritz* (1996) et *Rommelaere* (1997). Là encore il s'agit d'une approximation de la couche mince car l'utilisation du faible rapport d'aspect nous permet de négliger les vitesses verticales devant les vitesses horizontales (voir *Rommelaere*, 1997 pour un développement adimensionnel rigoureux). L'équation régissant les vitesses dans cette approximation s'écrit :

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(2\bar{\eta} H \left(2 \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\bar{\eta} H \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \right) = \rho g H \frac{\partial S}{\partial x} - \tau_{bx} \\ \frac{\partial}{\partial y} \left(2\bar{\eta} H \left(2 \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_x}{\partial x} \right) \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{\eta} H \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \right) = \rho g H \frac{\partial S}{\partial y} - \tau_{by} \end{cases} \quad (2.18)$$

où u_x et u_y sont les vitesses à n'importe quel niveau de la couche de glace (puisqu'elles sont indépendantes de la profondeur). Le frottement basal τ_b est nul pour les langues de glace flottantes car on suppose nulle la résistance au glissement de la surface de l'océan (ou des lacs péri-glaciaires). Pour les fleuves de glace ce frottement basal est un réel enjeu. Pour un sédiment permettant une déformation visqueuse, *MacAyeal* (1989) propose une relation proportionnelle du frottement basale avec la vitesse basale :

$$\begin{cases} \tau_{bx} = -\beta u_{bx} \\ \tau_{by} = -\beta u_{by} \end{cases} \quad (2.19)$$

Avec le facteur β positif. Dans GRISLI ce facteur est directement relié à la pression effective de l'eau sous le fleuve de la glace par : $\beta = c_f N$. Le coefficient de glissement c_f étant un paramètre à ajuster dans le modèle.

Il faut signaler que cette approche ne fait pas l'unanimité parmi les glaciologues et que d'autres approches sont possibles. Notamment certains auteurs suggèrent un facteur β non-linéaire dépendant de l'amplitude de la vitesse (*Kamb*, 1991, 2001; *Tulaczyk et al.*, 2001). Certains auteurs préconisent également l'utilisation d'une loi plastique pour le frottement basal, munie d'un effet de seuil (*Schoof*, 2006). L'expression du β peut également directement être calculé par des méthodes d'inversion à partir des vitesses de surface observées (*Joughin et al.*, 2004).

Pour résoudre le système d'équations 2.18 de l'approximation SSA, il faut se doter d'une paire de conditions aux limites latérales. Celles-ci proviennent là encore de la formulation de *MacAyeal* (1989) :

- La première condition aux limites fait l'hypothèse que le cisaillement parallèle au front est nul. Cette condition est réalisée lorsque la glace flottante (ou le fleuve) est non-confinée et que l'on néglige l'effet des courants marins (ou plus évidemment de l'air).

$$\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} = 0 \quad (2.20)$$

- La seconde condition considère l'équilibre des forces sur le front du glacier, que ce front soit marin ou terrestre. Pour la glace flottante, il s'agit de l'équilibre entre les contraintes longitudinales et la différence entre la pression de la glace et la pression hydrostatique exercée par l'eau sur le front. Lorsque le bord est terrestre, le principe est le même mais la pression de l'eau est remplacé par du frottement basal.

$$2\bar{\eta}H \left(\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} \right) = \rho g \frac{H^2}{2} - \rho_w g \frac{(sealevel - B)^2}{2} - \tau_b \quad (2.21)$$

2.5.3 Les modèles hybrides

Les premiers modèles de calotte polaire 3D appliqués à l'intégralité d'une calotte polaire (*Huybrechts*, 1990 pour l'Antarctique et *Huybrechts et al.*, 1991 pour le Groenland) se basaient intégralement sur l'approximation de la couche mince. Les modèles d'écoulements rapides ont dérivés tout d'abord des schématisations des langues de glace flottantes (*Weertman*, 1957; *van der Veen*, 1986). Ils ont ensuite suggéré que les fleuves de glace peuvent être comme des langues de glace flottantes frottant sur le socle, des extensions pour les fleuves de glace ont été formulées

(MacAyeal, 1989). L'intérêt de combiner ces deux approches est évidente : permettre une meilleure représentation des diverses rhéologies des calottes polaires.

Tout comme l'approximation SIA, les modèles d'écoulement rapides SSA, reposent sur une approximation de la couche mince. Cependant elles prennent leurs sources dans deux directions diamétralement opposées : l'importance des cisaillements verticaux ou horizontaux. Elles ne se donc en aucune façon compatibles et transcrivent deux types d'écoulement bien distincts.

Toutefois l'association de ces deux types d'approximations est le seul moyen de représenter correctement les zones à écoulement rapide. Plusieurs stratégies ont été développées pour rendre compatible ces deux jeux d'équations. Nous pouvons citer les travaux de (Marshall et Clarke, 1997) pour un modèle de type mixture qui présente l'avantage d'avoir en chaque point de grille un pourcentage de vitesses SSA par rapport aux vitesses SIA, les deux régions étant traitées de manière complètement indépendante. Cependant cette vision idéalisée de coexistence des deux types de flux mène vers des questions largement sujettes à discussion, notamment en ce qui concerne la répartition des deux types de flux et leurs échanges. Une autre approche est de considérer un mélange des deux types de flux en considérant uniquement la vitesse résultante de la somme d'une composante SSA et d'une composante SIA. Dans ces considérations, il s'agit d'une moyenne des vitesses sur une région donnée (la taille de maille) mais l'information précise sur le fleuve de glace est perdue (vitesse et largeur). C'est cette vision qui a été retenue dans les travaux précédents concernant GRISLI (Rommelaere et Ritz, 1996; Ritz et al., 2001).

Ceci étant, un problème majeur vient de la détermination de la localisation des fleuves de glace. Nous verrons par la suite (chapitre 5) que nous pouvons utiliser notamment des informations géomorphologiques.

Il faut également signaler que l'approximation SSA est dorénavant communément utilisée pour définir la vitesse basale de glissement dans une approche SIA (Bueler et Brown, 2009). GRISLI est principalement utilisé de cette manière.

Notons enfin que les équations de la SIA sont des équations locales alors que les équations de la SSA nécessitent des conditions aux limites (de type Dirichlet en vitesse). Généralement, les domaines sur lesquels la SSA est utilisée sont frontaliers d'une région à écoulement lent et ainsi, les vitesses évaluées sur cette dernière région alimenteront les conditions aux limites nécessaires. Un traitement particulier est tout de même effectué pour les îles, qui peuvent présenter des problèmes en terme de conditions aux limites.

2.5.4 Anisotropie et déformation

Nous avons précédemment fait l'approximation de l'isotropie pour développer les équations précédentes avec une viscosité indépendante de la direction. Cependant, soumise à des efforts de compression, la glace des calottes polaires va présenter des directions privilégiées de déformation. La distribution des orientations des cristaux de la glace est décrite à travers une fonction s'appelant la fabrique. L'historique des contraintes modifie cette fabrique. La mesure de cette fabrique peut donc être utilisée pour comprendre l'histoire de l'écoulement. Elle est également utilisée pour avoir une idée des déformations à l'intérieur de la calotte. Il a été montré que la prise en compte de l'anisotropie accélère notablement le champ de vitesse vis à vis d'une glace isotrope (Mangeney

et al., 1996).

Dans les modèles grandes échelles tel que GRISLI, un désaccord apparaît entre la déformation fourni par la loi de Glen directement et la déformation observée sur la glace anisotrope. Pour rendre compte de l'anisotropie on applique un coefficient multiplicatif, homogène sur l'ensemble de la calotte qui vient en quelque sorte modifier la viscosité dans l'équation de Glen (équation 2.14). Dans l'approximation SIA pour la glace posée, les modèles grandes échelles ont tendance à sous estimer fortement l'amplitude des vitesses (*Mangeney et Califano*, 1998; *Gagliardini et Meyssonier*, 1999; *Staroszczyk et Morland*, 2001). Cependant aucun consensus n'existe sur la valeur du facteur de majoration à appliquer, bien que ce facteur, E^{SIA} , soit toujours supérieur ou égal à 1. Ce facteur est homogène dans l'espace mais parfois variable dans le temps (*Greve*, 1997b).

Il faut savoir qu'un facteur similaire existe pour les déformations dans l'approximation SSA. Pour l'approximation SSA le facteur E^{SSA} est par contre inférieur ou égal à 1 pour réduire l'amplitude des déformations. Donc plus la glace est considérée comme anisotrope plus E^{SIA} est fort mais E^{SSA} est faible. Dans les modèles grande échelle généralement le rapport E^{SIA}/E^{SSA} est fixé. Les travaux récents de (*Ma et al.*, 2010) propose des valeurs de ce rapport ainsi que des valeurs des facteurs de majoration. Nous reviendrons sur la valeur de ces paramètres dans le modèle quand nous discuterons de la calibration (chapitre 3).

2.6 Thermodynamique

Comme nous l'avons vu dans la loi de comportement, la viscosité dépend de la température et celle-ci varie énormément avec la profondeur. Les zones les plus froides se situent généralement dans les couches proches de la surface, et au cours du temps suivent l'évolution de la température moyenne annuelle à la surface. Les zones les plus chaudes se situent plutôt à la base de la calotte sous l'effet combiné du flux géothermique et de la pression de la glace. Des variations de -40°C (en surface) au point de fusion (à la base) ne sont pas rares dans les régions centrales du Groenland.

2.6.1 Équation de la chaleur

La thermodynamique d'une calotte polaire est un problème d'advection (car la glace est en mouvement) et de diffusion des températures froides des parties supérieures vers les parties inférieures. La production de chaleur est due à la déformation de la glace. L'équation générale est la suivante :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & \underbrace{\frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial x} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial y} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial y} \right)}_{\text{diffusion horizontale}} + \underbrace{\frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial z} \right)}_{\text{diffusion verticale}} \\ & \underbrace{-u_x \frac{\partial T}{\partial x} - u_y \frac{\partial T}{\partial y}}_{\text{advection horizontale}} - \underbrace{u_z \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{advection verticale}} + \underbrace{\frac{Q}{\rho c}}_{\text{production de chaleur}} \end{aligned} \quad (2.22)$$

La chaleur produite par déformation de la glace a été exprimée par *Hutter* (1983) :

$$Q = \sum_{i,j} \dot{\epsilon}_{ij} \tau_{ij} \quad (2.23)$$

Comme nous l'avons déjà signalé, les gradients verticaux de température sont très importants (40°C pour 3000 m de glace). À l'inverse les gradients horizontaux sont bien plus faibles car il faut généralement considérer une distance de plusieurs centaines de kilomètres pour avoir cette même différence de température (entre la côte et le sommet par exemple). Il est donc d'usage de négliger les termes de diffusion horizontaux devant les termes de diffusion verticaux. Au même titre que pour les approximations dynamiques, il s'agit ici encore d'une approximation de type "couche mince". Par contre pour l'advection, tous les termes sont conservés.

2.6.2 Conditions aux limites

En surface

On considère l'équilibre thermodynamique entre la première couche de glace en surface de la calotte et l'air ambiant. Notons que les variations saisonnières de la température de surface s'atténuent très rapidement avec la profondeur. De fait, en fond de névé, seules les variations interannuelles de la température de surface sont distinguables. Comme nous l'avons signalé, dans le modèle de glace, nous n'avons pas de couche de névé explicite. La température de la glace du premier niveau vertical dans le modèle est donc supposée être égale à la température annuelle de l'air en surface (majorée par 0°C). Notons toutefois qu'une correction venant de flux de chaleur latente est appliquée lorsque de l'eau de fonte regèle.

À l'interface glace-socle

À la base de la calotte s'applique le flux géothermique provenant du socle Φ_0 . Deux cas de figure se présentent :

- La base est dite froide. C'est-à-dire que le point de fusion n'est pas atteint. La condition à la limite est de type Neumann exprimant la conservation des flux de chaleur : flux géothermique et flux provenant de la glace par diffusion. Soit :

$$k_g \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{\text{glace}} = -\Phi_0 \quad (2.24)$$

Avec k_g la conductivité thermique de la glace.

- La base est dite tempérée. Le point de fusion est atteint et c'est la température du point de fusion (dépendant de la pression) qui est utilisée comme condition aux limites. C'est une condition de type Dirichlet. Dans ce cas là, le surplus de chaleur, qui s'exprime par la différence entre la chaleur "apportée" par le flux géothermique et la chaleur dissipée dans la glace, est directement relié à la quantité d'eau basale produite :

$$b_{\text{melt}} = \frac{-\Phi - k_g \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{\text{glace}}}{L_f \rho} \quad (2.25)$$

Le terme d'eau produite b_{melt} peut être négatif, auquel cas il se produit du regel (dans la limite de l'eau liquide disponible).

Mentionnons que lorsque la base est tempérée elle est susceptible de glisser sur le socle. Une chaleur de frottement est donc également à prendre en compte. Son expression peut être dérivée des équations mécaniques présentées précédemment (équation 2.23). Elle vient s'ajouter au terme de flux géothermique pour l'expression de la quantité d'eau de fonte basale produite, en remplaçant le terme ϕ_0 par $\phi = \phi_0 + \phi_{frot}$.

Notons pour finir que le flux géothermique dans le modèle ne s'applique pas directement à l'interface glace-socle. En effet la chaleur induite par ce flux est conduite à travers plusieurs couches de socle en suivant une simple équation de diffusion :

$$\phi = -k_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{socle} \quad (2.26)$$

Avec k_s la conductivité thermique du socle.

2.7 Isostasie

L'isostasie traduit la capacité de la croûte terrestre à se déformer sous l'action des anomalies de charge en surface. La masse fluctuante de la calotte polaire du Groenland au cours du temps va en effet se traduire par des enfoncements et soulèvements récurrents du socle dans cette région. La zone centrale du Groenland est actuellement sous le niveau des mers de par la présence de la calotte polaire (voir figure 2.3).

Différents modèles d'isostasie sous glaciaire existent avec différents degrés de complexité. Durant sa thèse, *Emmanuel Le Meur* (1996) a comparé différents modèles simplifiés avec un modèle

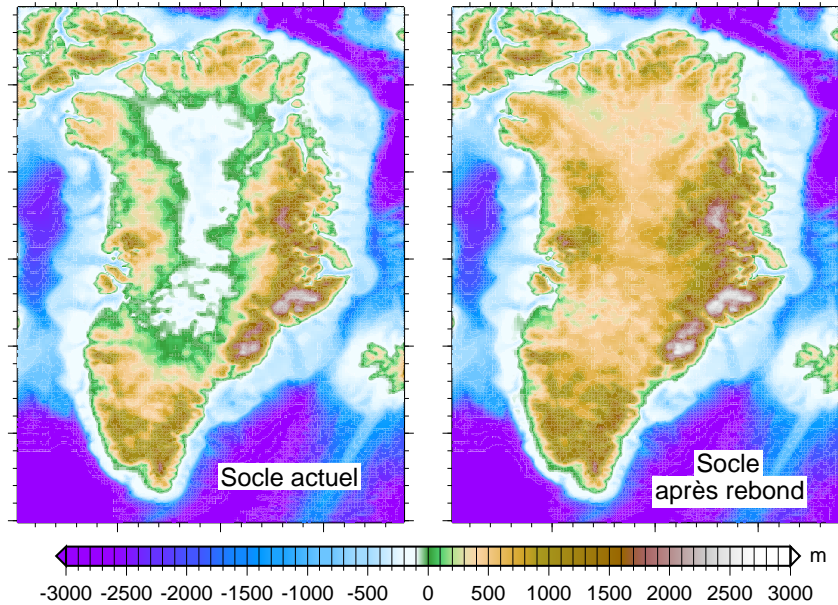


FIGURE 2.3 — Carte du socle actuel présumé (*Bamber et al.*, 2001) à gauche et même socle simulé après rebond isostatique libéré du poids de la glace du Groenland, à droite. Le modèle utilisé pour le rebond est le modèle ELRA utilisé dans GRISLI (*Le Meur et Huybrechts*, 1996).

complexe d'isostasie pour l'ensemble de la Terre. Le couplage de ces différents modèles au modèle de calotte polaire a permis de mettre en exergue les forces et faiblesses des modèles simplifiés devant le modèle complexe (*Le Meur et Huybrechts*, 1996). Le modèle de type ELRA (Elastic-Lithosphere Relaxed-Asthenosphere) a été retenu en présentant un excellent accord avec le modèle plus complexe. Ce type de modèle est implémenté dans GRISLI suite à ces travaux. Il permet de traduire l'enfoncement de la lithosphère élastique et le fluage de l'asthénosphère visqueuse. Le rayon d'action d'une charge sur la lithosphère est de 400 km et le temps de relaxation de la lithosphère à une même charge est de 3000 ans.

2.8 Langues de glace flottante et modélisation

2.8.1 Les langues de glace flottantes, les ice-shelves

Vers la fin de l'été austral, en février 2002, le monde reste stupéfait devant la dislocation d'une plateforme de glace flottante, l'ice shelf Larsen B, de 3250 km² (à peu près la moitié de la superficie du département de l'Isère) dans la péninsule Antarctique. La rapidité (un tout petit peu plus d'un mois) et l'ampleur de l'événement ont surpris la communauté scientifique. La sensibilité des langues de glace flottantes aux variations climatiques avait déjà été montrée (*Scambos et al.*, 2000) et la désintégration du Larsen B a été attribuée au réchauffement climatique spectaculaire de la région. Or, lorsqu'il y a confinement, et donc frottement latéral, les langues de glace flottantes stabilisent la calotte polaire en limitant l'écoulement (*Dupont et Alley*, 2005; *Gagliardini et al.*, 2010; *Goldberg et al.*, 2009). Cet effet d'arc-boutant est désigné sous l'appellation "buttressing effect". *Rignot et al.* (2004) mettent clairement en lien l'accélération des glaciers à proximité de l'ice shelf Larsen B suite à son effondrement. Les langues de glace flottantes jouent donc un rôle très important dans la machine climatique car ils sont très sensibles aux paramètres climatiques (au bilan de masse de surface et aux paramètres océaniques) et qu'ils influencent grandement la dynamique de la calotte polaire.

Au Groenland les langues de glace flottantes sont actuellement quasi inexistantes et ne se limitent généralement qu'à l'extrémité de glaciers émissaires aux superficies réduites. Cependant, par le passé il est fort probable que de larges plateformes de glace flottante bordaient la périphérie du Groenland. Des témoignages de la présence de ces anciennes langues de glace flottantes sont visibles dans les débris qui parsèment le plateau continental autour du Groenland. En effet, quand la glace se met à flotter, elle emporte avec elle une importante quantité de roche prélevée lors de son parcours. Au fur et à mesure de son avancée sur la mer, elle "sème" ces matériaux que l'on désigne sous l'appellation IRD (Ice Rafted Debris). L'étude de ces dépôts sédimentaires dans les carottes marines nous apporte des informations quant aux événements de "débâcles d'icebergs", ou événements de Heinrich. *Heinrich* (1988) a en effet suggéré que des purges plus ou moins régulières s'étaient effectuées lors de la dernière déglaciation. La majorité des icebergs provenait de la calotte Laurentide, alors beaucoup plus massive que celle du Groenland. Cependant l'étude des IRD arctiques permettent d'obtenir des informations sur la chronologie de la déglaciation au Groenland (*Stein et al.*, 1996).

2.8.2 La ligne d'échouage

Nous l'avons vu, les langues de glace flottantes sont d'une importance capitale pour la modélisation des calottes polaires marines, comme le Groenland en conditions glaciaires. Un paramètre

déterminant dans la représentation de ces objets va être la définition de la ligne d'échouage. La ligne d'échouage est définie comme la ligne à partir de laquelle la glace se met à flotter et qu'elle n'est plus posée sur le socle.

La position précise de cette ligne d'échouage est primordiale. On suppose que la topographie locale du socle et l'épaisseur de la glace en amont peut conduire à une succession discrète d'états stables, alors que des états instables peuvent déstabiliser l'intégralité du bassin versant en amont (Schoof, 2007).

La zone de transition que représente la ligne d'échouage est mécaniquement complexe et par conséquent difficilement modélisable. Cette zone doit concilier à la fois un écoulement gouverné par le cisaillement vertical et à la fois un écoulement gouverné par la poussée d'Archimède et dominé par les efforts de tractions longitudinaux et les cisaillements latéraux. La représentation correcte de cette zone nécessite l'utilisation d'un modèle de type Full-Stokes (voir précédemment). Cependant même avec un modèle Full-Stokes la taille de grille est importante et Durand *et al.* (2009) montrent qu'une résolution inférieure à 5 km est dans tous les cas nécessaire.

Dans GRISLI, la définition de la ligne d'échouage se limite à l'équilibre hydrostatique, calculé sur un point de grille : si la hauteur de glace n'est pas suffisante pour contrer la poussée d'Archimède, le point flotte. Il faut noter que cette approche peut être critiquée. Elle rend notamment la position de la ligne d'échouage dépendante de la résolution du modèle. On peut aussi imaginer des modèles présentant une grille non-fixe, permettant de suivre la position de la ligne d'échouage. Ce type de modèle est principalement viable dans les modèles de type flow-line, à deux dimensions. Cependant, quel que soit le type d'approche, il semblerait que pour le moment tous les modèles grande échelle souffrent d'une mauvaise représentation de la ligne d'échouage (Vieli *et Payne*, 2005). Cette question représente un point sensible des travaux actuels dans la communauté (Durand *et al.*, 2009; Gladstone *et al.*, 2010). Des expériences avec ligne d'échouage fixée sont possibles mais ne sont pas pertinentes dans des études paléo ou des projections à long ou moyen terme.

2.8.3 Le vêlage d'icebergs

L'extension des plateformes de glace flottantes est limité par le vêlage d'icebergs. Au cours de son avancée la langue de glace flottante va développer des crevasses. Ces crevasses auront tendance à s'élargir sous l'effet d'infiltration des eaux de fonte de surface. La fusion basale due à la chaleur de l'océan et la fusion de surface vont également réduire progressivement l'épaisseur de la langue de glace. Elle sera également fragilisée par l'eau de fonte qui peut regeler à l'intérieur des crevasses. À partir d'un point critique, que l'on appelle front de vêlage, les crevasses s'ouvrent et libèrent les icebergs. Ce front est relativement stable sur de courtes périodes temporelles (décennies) mais peut paradoxalement se déplacer sur plusieurs centaines de mètres en quelques années (Csatho *et al.*, 2008).

La représentation correcte dans un modèle grande échelle de ce front de vêlage est un réel enjeu car la plupart des processus impliqués présentent des échelles sous-grille. Certains modèles complexes existent pourtant mais restent pour l'instant des modèles flow-line non nécessairement adaptés à une détermination du front dans un modèle grande échelle (Nick *et al.*, 2010). Soulignons que l'avancée des glaces dans des zones marines est fortement influencée par la bonne représenta-

tion des langues de glace et notamment du vêlage (*Charbit et al.*, 2007).

Nous allons présenter brièvement les principaux paramètres qui gouvernent la détermination du front de vêlage dans GRISLI. Le développement précis des diverses configurations est présenté par *Peyaud* (2006).

La glace est vêlée dès que l'épaisseur passe sous un seuil critique. Ce seuil est généralement mis à 200 m et correspond grosso-modo à l'épaisseur observée au niveau du front des grandes langues de glace d'Antarctique. Cependant la coupure systématique à 250 mètres rend très difficile le développement de nouvelles plate-formes flottantes. Ainsi, la coupure n'est pas effectuée si un point voisin est posé. Soulignons également qu'avant la coupure un test sur l'épaisseur du point amont est effectué pour prendre en considération l'advection de la glace. Enfin un dernier paramètre déterminant sur l'évolution des langues de glace flottantes concerne la fusion basale. La physique de celle-ci est relativement bien connue (*Holland et Jenkins*, 1999). Près de la ligne d'échouage la fusion basale est maximale de par la chaleur apportée par l'eau de l'océan, chaude et salée. L'eau de fonte, douce et froide remonte en panache vers l'extérieur de la langue de glace en se mélangeant progressivement, devenant plus salée et plus chaude (*Jenkins*, 1991). Cependant dans le cas de notre modèle de glace aucun couplage n'est effectué avec l'océan et un simple forçage océanique est nécessaire pour exprimer la fusion basale, identique pour toutes les langues de glace. Nous employons des valeurs fixées en distinguant trois régions : une valeur forte pour la ligne d'échouage (3 m/an), une valeur moyenne sous la plateforme de glace dans l'océan peu profond (1 m/an) et une valeur très forte au-dessus de l'océan profond (10 m/a). Cependant, pour tenir compte des variations passées de la température de l'océan, une correction est appliquée au terme de fusion basale. Pour rendre compte de ces changements climatiques nous nous basons sur les variations du forçage climatique (expliqué au chapitre 4).

2.9 Bilan de chapitre

Nous avons présenté au cours de ce chapitre le modèle de calotte polaire GRISLI. Ce modèle thermomécanique de la glace présente l'originalité de permettre la résolution de deux types de physiques différentes : la glace posée à écoulement lent suit l'approximation SIA, alors que la glace à écoulement rapide des fleuves de glace suit l'approximation SSA. A défaut d'une loi unifiée, ces deux résolutions s'effectuent sur des domaines différents, qui doivent nécessairement être préalablement identifiés. La résolution sera ici un enjeu, car alors que les fleuves observés ont bien souvent des largeurs ne dépassant pas 5 km, notre modèle travaille quant à lui généralement sur une grille de 15 km pour des raisons de coût numérique. Comme nous l'avons signalé, c'est ici la première application de GRISLI sur le Groenland et un travail particulier de calibration a été effectué comme nous le verrons dans les chapitres suivants.

Il faut également mentionner que certains processus sont encore relativement mal représentés. L'un des plus problématique est la représentation de la ligne d'échouage, pour laquelle nous n'avons pas de physique propre mais un seul test sur une valeur seuil (flottant ou non). Cette représentation est donc dépendante de la grille. Un autre problème vient de la représentation du vêlage. Là encore, un seuil est appliqué, sans réelle approche physique. Enfin, notons l'absence de paramétrisation des effets de lubrification dans le modèle. Rappelons enfin que les effets dynamiques (vêlage et déplacement de la ligne d'échouage) représentent 50% de la perte de masse, les 50% restants s'effectuent par l'ablation en surface (*Rignot et al.*, 2011). L'interface entre le modèle de glace et l'atmosphère sera ainsi le sujet du chapitre suivant.

Chapitre 3

L'utilisation de modèles de climat dans un contexte de modélisation glaciologique

Sommaire

3.1	Les différents types de modèles atmosphériques	50
3.1.1	Les modèles de bilan d'énergie, les EBMs	50
3.1.2	Les modèles de complexité intermédiaire, les EMICs	51
3.1.3	Les modèles de circulation générale, les GCMs	52
3.1.4	Les modèles régionaux, les RCMs	53
3.2	L'interface sorties de modèles de climat – entrées du modèle de glace	53
3.2.1	Couplage ou forçage ? Champs atmosphériques utilisés ?	53
3.2.2	Le downscaling des champs atmosphériques	54
3.2.3	Le "lapse rate topographique" pour la température	54
3.2.4	La rétroaction température-précipitation	56
3.2.5	La fraction solide des précipitations	57
	Fonction à effet de seuil sur la température	57
	Fonction linéaire de la température	57
3.2.6	L'ablation – la méthode du PDD	58
3.3	L'interface climat-calotte : apport de ce travail au modèle de glace	59
3.3.1	Le calcul des PDDs à partir du signal saisonnier de la température	59
3.3.2	La paramétrisation de la fraction solide de <i>Marsiat</i> (1994)	60
3.3.3	Les coefficients de fonte dépendants de la température	61
3.4	Expériences de sensibilité du modèle de calotte aux modèles de climat . . .	63
3.4.1	Justification	63
3.4.2	Article	63
3.5	Bilan de chapitre	64

Un modèle de calotte polaire comme GRISLI a besoin d'être alimenté par des variables d'accumulation et d'ablation. Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, ces variables sont relativement bien connues pour le présent mais toute la question réside dans leurs valeurs passées et futures.

En climatologie, dès lors que l'on souhaite réaliser des projections climatiques ou des reconstructions du passé, il est indispensable d'utiliser des modèles pour les principaux composants du système climatique. Les calottes polaires constituent d'ailleurs un de ces composants. Ce chapitre contient les résultats qui portent sur une étude de sensibilité du modèle GRISLI aux forçages climatiques en utilisant toute une variété de modèles atmosphériques. Ces résultats sont présentés dans un article soumis au journal *The Cryosphere*, en novembre 2011. Afin d'introduire cet article, nous présenterons les différentes modélisations de l'atmosphère existantes, ainsi que les paramètres clefs du couplage.

3.1 Les différents types de modèles atmosphériques

Il existe une très grande hiérarchie de modèles pour décrire les variables atmosphériques et nous présenterons ici brièvement l'éventail de solutions existantes.

3.1.1 Les modèles de bilan d'énergie, les EBM

Historiquement, les premiers modèles climatiques à voir le jour sont les modèles à bilan d'énergie, les EBM (Energy Balance Models). Ces modèles consistent à considérer l'égalité des flux entrant et sortant pour en déduire la température de l'atmosphère. Les premières formulations étaient ainsi à 0 dimension et ne considéraient qu'une valeur moyenne de l'albédo planétaire. L'équilibre entre l'énergie solaire incidente et le rayonnement émis (rayonnement de type "corps noir") permet de retrouver la température à la surface de la planète. La prise en compte du rayonnement absorbé par l'atmosphère permet quant à lui d'expliquer grossièrement l'effet de serre à l'échelle globale. Ces modèles permettent également de faire des expériences de variations temporelles, en modifiant l'énergie incidente et/ou les effets d'albédo. Un des premiers raffinements de ces modèles a été d'introduire une dimension, la latitude, pour tenir compte des échanges méridiens de l'atmosphère (cellules de Hadley, cellules de Ferrel, cellules polaires). Ces modèles ont beaucoup servi lors de la quantification de l'effet du CO_2 sur le réchauffement climatique (*Callendar*, 1938; *Plass*, 1956; *Kaplan*, 1960). Une des difficultés a été de paramétriser l'absorption de l'atmosphère (*Plass*, 1958). Ce genre de modèle a été utilisé également pour expliquer les variations glaciaires-interglaciaires dans le cadre de la théorie astronomique du climat (*Held*, 1982; *North et al.*, 1983).

De par leur très faible temps de calcul les EBM ont également largement été utilisés pour forcer d'autres éléments du système climatique, comme par exemple des modèles complexes d'océan (*Mikolajewicz et Crowley*, 1997; *Lohmann et Gerdes*, 1998). On peut également citer le couplage d'EBM avec des modèles 2D de calotte polaire (intégrée verticalement) pour des expériences de cycle glaciaire-interglaciaire (*Deblonde et Peltier*, 1991; *Deblonde*, 1992; *Tarasov et Peltier*, 1997) ou bien encore avec des calottes polaires 3D (*Calov et Marsiat*, 1998; *Tarasov et Peltier*, 1999).

3.1.2 Les modèles de complexité intermédiaire, les EMICs

Les modèles de complexité intermédiaire, ou bien EMICs (pour Earth Model of Intermediate Complexity) sont des modèles du système Terre. Ils contiennent donc une partie atmosphérique (bien souvent le coeur même de l'EMIC) ainsi que d'autres composants du système terrestre. Aucune définition officielle n'existe pour les définir bien que leur relativement faible temps de calcul soit une constante. Ils doivent en effet être capables de simuler l'état des principales variables du système Terre sur des périodes de temps supérieures à la dizaine de milliers d'années (*Claussen et al.*, 2002).

Les EMICs s'apparentent aux modèles conceptuels qui eux fonctionnent sur un principe de "boîte noire", en reliant de manière empirique plusieurs variables (par exemple l'insolation et le volume de glace de *Parrenin et Paillard*, 2003). Cependant les EMICs tâchent d'être plus compréhensifs, dans le sens où les équations résolues se basent généralement sur le développement et l'approximation de lois physiques.

Ainsi, la partie atmosphérique ne se contente plus d'une simple paramétrisation du bilan d'énergie. Elle rend compte, en effet, des principaux processus physiques dans l'atmosphère. La dynamique atmosphérique, grande absente des EBM, est représentée schématiquement dans la partie atmosphérique des EMICs. D'un nombre de dimension spatiale de 1 ou 2 pour les EBM, les EMICs se situent généralement entre 2 et 3. Ils modélisent en effet généralement la dynamique de l'atmosphère à 3 dimensions bien qu'ils puissent en négliger une pour certains autres processus (océan à 2 dimensions par exemple).

Cette gamme de modèles peu coûteux en temps de calcul a parfois été couplée à des modèles de calottes polaires et nous y reviendrons dans le chapitre 4. Leur temps d'exécution est rapide au prix d'une physique très simplifiée et une résolution très approximative. Par exemple la réso-

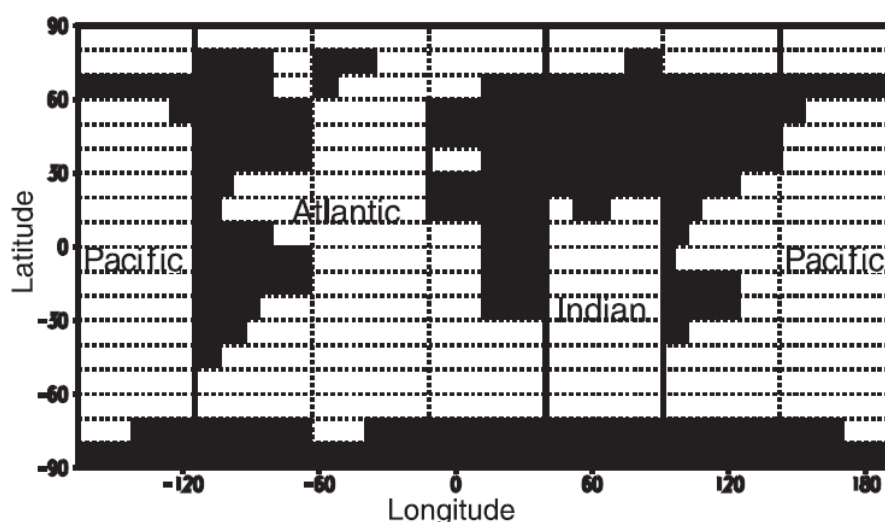


FIGURE 3.1 – Grille atmosphérique (traits tiretés) et distinction des trois bassins océaniques 2D (traits pleins) de l'EMIC CLIMBER-2. Les continents sont représentés ici en noir. Figure tirée de *Petoukhov et al.* (2000).

lution horizontale de MoBiDic (Modèle BiDimensionnel du Climat) est de 5° (plus de 500 km à l'équateur), et au mieux de $7,5^\circ$ (environ 800 km à l'équateur) pour CLIMBER (CLIMate and BiosphERE model). En plus du problème de résolution, ce genre de modèle a recours notamment à d'importantes paramétrisations (cycle de l'eau par exemple).

3.1.3 Les modèles de circulation générale, les GCMs

Les cousins plus précis des EMICs sont les GCMs (General Circulation Model). Ils découpent l'atmosphère en un ensemble d'éléments de volume de manière beaucoup plus fine que les EMICs. Ils sont systématiquement tridimensionnels et se basent sur une physique moins simplifiée que celle des EMICs. Les GCMs sont ainsi bien plus compréhensifs vis à vis des processus. Le terme de GCM fait référence à la modélisation de l'atmosphère terrestre globale. Ils sont généralement extrêmement coûteux en temps de calcul et demandent des processeurs puissants. Le recours à des super-calculateurs et à des codes parallélisés est fréquent. La résolution spatiale est généralement de l'ordre de 200 à 300 km. Les périodes temporelles sont comprises entre le mois et la centaine d'années, avec quelques rares exceptions sur le millier d'années (Pollard, 2010). Sur ces échelles de temps il est souvent indispensable de considérer les variations de l'état de l'océan

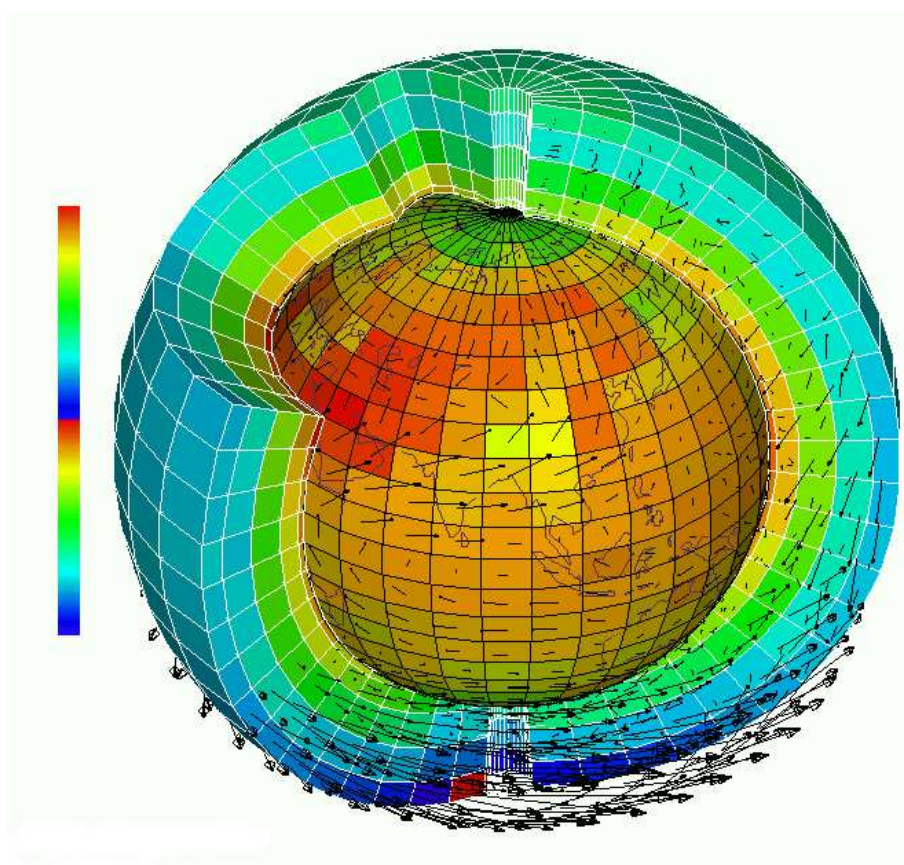


FIGURE 3.2 – Illustration de la représentation 3D de l'atmosphère dans un GCM. Les dégradés de couleurs représentent les variations de températures et les vecteurs représentent les vents dominants. Illustration de M. Laurent Fairhead (LMD,CNRS) (<http://www.lmd.jussieu.fr/fairhead/>).

et des propriétés de surface. Le couplage avec un modèle d'océan, de surface et autre, est donc fréquent. Question terminologie, les GCMs n'ayant qu'une composante atmosphérique sont appelés A-GCM (Atmosphérique - GCM), et ceux couplés avec un modèle d'océan sont les AO-GCM (Atmosphérique Océan – GCM). Il faut noter que, toujours en considérant ces échelles de temps, le couplage de ce type de modèle avec un modèle de calotte polaire n'est pas toujours de toute importance. En effet la calotte ne présente pas de changements majeurs de configuration en l'espace de 100 ans, et ne va donc pas réellement avoir de rétroaction sur le climat. Par contre le forçage de la calotte par un climat précis de type GCM est quant à lui intéressant, car ce dernier représente plus correctement le résultat du jeu de rétroactions de l'atmosphère que leurs cousins les EMICs par exemple.

3.1.4 Les modèles régionaux, les RCMs

Cependant les modèles précédents de la gamme GCM ne sont pas nécessairement les mieux placés pour décrire le climat du Groenland, actuel ou passé. Le maillage est généralement très lâche et ne permet pas de rendre compte notamment des effets topographiques à fine échelle. Il existe pour cela un autre type de modèle qui ne concerne qu'une région spécifique et donc qui permet de travailler avec une résolution bien plus grande et ainsi augmenter la précision. Ces modèles sont dits régionaux et sont connus sous l'appellation RCM (Regional Climate Model). Plusieurs RCMs ont été appliqués pour modéliser l'état actuel de l'atmosphère au Groenland (*Fettweis et al.*, 2005; *Hines et Bromwich*, 2008; *Ettema et al.*, 2009) ou bien pour réaliser des projections futures (*Fettweis et al.*, 2008).

En terme de temps de calcul les RCMs et GCMs présentent globalement les mêmes propriétés. La discrétisation est plus fine dans les RCMs mais elle ne concerne qu'une région limitée et donc présente un nombre de points de grille à peu près similaire. Les RCMs ont généralement une physique moins simplifiée et donc souvent plus coûteuse mais les GCMs sont souvent couplés à d'autres éléments (pour les AO-GCMs) qui augmentent d'autant le temps de calcul. Tous deux sont donc surtout utilisés pour réaliser des climatologies ou des reconstructions ou projections à court (années) ou moyen terme (centaines d'années).

Notons que les modèles atmosphériques, GCMs et RCMs, sont généralement calibrés, puis validés, avec des données satellites et sur les stations sol citées précédemment (chapitre 1, section 1.4.1). La carte de précipitations que nous utiliserons comme climat de référence par la suite est issue du modèle atmosphérique régional RACMO2 (Regional Atmospheric Climate Model). Il a été largement validé par les données des stations automatiques (*Ettema et al.*, 2009).

3.2 L'interface sorties de modèles de climat – entrées du modèle de glace

3.2.1 Couplage ou forçage ? Champs atmosphériques utilisés ?

Comme nous venons de le voir les GCMs et RCMs présentent des temps de calcul souvent trop importants pour vouloir en réaliser un couplage avec un modèle de calotte. Sur la centaine d'années en effet on suspecte des changements de topographie de la calotte polaire négligeables pour le modèle de climat (par contre le flux d'eau douce quant à lui pourrait avoir un impact, voir par exemple *Swingedouw et al.*, 2008). Le climat global ne serait en réalité que peu sensible même

aux grandes variations de topographie du Groenland à l'échelle du millier d'années (*Ridley et al.*, 2005). Quoiqu'il en soit ces modèles de climat peuvent difficilement se permettre des simulations plus longues. Les GCMs/RCMs peuvent cependant être utilisés par le modèle de glace en tant que forçage.

Les modèles atmosphériques fournissent généralement une valeur évaluée du bilan de masse de surface. Une solution serait de forcer le modèle de calotte polaire directement par ce bilan de masse. Toutefois dans ces considérations aucune rétro-action de la calotte sur le climat ne serait possible. Or nous savons que des changements majeurs peuvent être observés dans la topographie de la calotte et que ces changements vont forcément modifier les champs de température et de précipitation notamment.

Pour pouvoir tenir compte des rétro-actions calotte-climat, les entrées atmosphériques du modèle de glace sont les températures de l'air proche de la surface et les précipitations. Ici nous présenterons les procédures de downscaling des champs atmosphériques ainsi que la formulation des rétro-actions.

3.2.2 Le downscaling des champs atmosphériques

Tout d'abord il faut signaler que, quel que soit le modèle atmosphérique, il présentera généralement une taille de grille plus importante que la taille de grille de notre modèle de glace. En guise d'illustration nous pouvons citer le modèle régional MAR (Modèle Atmosphérique Régional) qui présente sur le Groenland la résolution la plus fine que nous ayons à notre disposition. Sa résolution est de 25 km, alors que notre modèle de glace tourne en général à 15 km bien qu'il puisse descendre aisément à 5 km. Les GCMs ont quant à eux des résolutions bien plus grossières, dépassant généralement les 100 km. Or, comme nous l'avons souligné au chapitre 1 sur le climat du Groenland, une partie importante des précipitations est conditionnée par les effets topographiques. De plus, l'ablation est également confinée à une bande très restreinte de 1 à 150 km de large (*Van Den Broeke et al.*, 2008). Les modèles atmosphériques reproduisent donc assez grossièrement les processus relativement fins qui vont conditionner notre modèle de glace.

Quoiqu'il en soit, pour chaque modèle de climat utilisé, nous avons interpolé horizontalement de manière bilinéaire les champs de températures et de précipitations. Ces champs atmosphériques nous sont fournis pour une topographie propre au modèle de climat, qui est généralement plus lissée que la topographie du modèle de glace. Nous devons donc également tenir compte de ces différences entre topographies pour pouvoir corriger les champs atmosphériques appliqués au modèle de glace.

3.2.3 Le "lapse rate topographique" pour la température

Pour passer les variables atmosphériques depuis la topographie grossière du modèle de climat à la topographie plus fine du modèle de glace, nous corrigeons tout d'abord la température. La température est en effet la variable la plus influencée par la topographie. Pour effectuer la correction, nous utilisons un gradient vertical de température.

On peut considérer trois types de gradient vertical de température au dessus d'une calotte polaire :

- Le lapse rate atmosphérique traditionnel dans l'atmosphère libre, c'est celui qui est en général disponible dans les modèles.
- Le lapse rate issu des variations de température le long de la pente de la calotte. Ce gradient peut se déduire des observations et des modèles mais il associe l'influence de l'altitude, de la continentalité et éventuellement des vents catabatiques.
- Enfin, le gradient lié aux variations de température qui se produisent lorsqu'une calotte change de géométrie au cours du temps. Nous appellerons ce dernier gradient "lapse rate topographique". C'est celui qu'il faudrait utiliser dans les simulations d'évolution de calottes glaciaires ainsi que pour la correction liée aux différences de topographie GCM/modèle de calotte.

Les modèles de calotte ne sont pas encore accordés sur la valeur de ce paramètre qui prend parfois la valeur du gradient adiabatique sec de l'atmosphère (10°C par kilomètre) ou bien une valeur moyenne du gradient adiabatique humide (6°C par kilomètre) ou bien encore une valeur intermédiaire entre ces deux valeurs. Quoi qu'il en soit, ce paramètre est souvent considéré comme homogène pour l'ensemble de la calotte et stationnaire tout au long de l'année.

Le seul moyen d'avoir une idée de sa valeur est de réaliser des expériences climatiques pour différentes topographies de calotte polaire. Des expériences de ce type ont été conduites par *Krinner et Genthon* (1999) sur les calottes Antarctique et Groenland. Les résultats montrent que les valeurs du lapse rate topographique sont plus importantes dans l'intérieur de la calotte qu'en périphérie. Dans ces travaux, les valeurs lr du lapse rate sont les suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{altitude inférieure à 1000 m :} & lr = -5,3 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km} \\ \text{altitude de 1000 m à 2000 m :} & lr = -5,9 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km} \\ \text{altitude de 2000 m à 3000 m :} & lr = -8,1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km} \\ \text{altitude supérieure à 3000 m :} & lr = -7,9 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km} \end{array} \right. \quad (3.1)$$

Ces résultats sont dépendants du modèle atmosphérique utilisé et sont également dépendants de la façon dont la topographie a été perturbée. Ici l'altitude a été réduite de manière homogène d'une valeur constante. Cependant, les résultats seraient probablement différents pour des topographies présentant des morphologies différentes.

Nous verrons par la suite que (*Fausto et al.*, 2009) proposent une paramétrisation de la température en surface pour le Groenland. Un des paramètres est l'altitude de la calotte. Le coefficient utilisé dans (*Fausto et al.*, 2009) est en fait le gradient le long de la pente mais beaucoup d'auteurs l'utilisent comme un lapse rate topographique (*Greve et al.*, 2011). Nous ferons de même dans ce manuscrit : nous considérerons cette paramétrisation de (*Fausto et al.*, 2009) comme une référence pour les températures de l'air au Groenland et nous garderons également ses valeurs pour le lapse rate topographique.

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{valeur moyenne annuelle :} & lr_{ann} = -6,309 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km} \\ \text{valeur moyenne en juillet :} & lr_{july} = -5,426 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{km} \end{array} \right. \quad (3.2)$$

Notons que ces valeurs correspondent à une valeur intermédiaire des valeurs de (*Krinner et Genthon*, 1999). La valeur absolue plus faible en été de ce gradient provient du taux d'humidité plus

important à cette période. Nous avons ensuite choisi de faire passer une sinusoïde par ces deux valeurs pour nous fournir les valeurs mensuelles de ce lapse rate. Pour le mois m (1 pour janvier, 12 pour décembre), nous avons ainsi :

$$lr(m) = lr_{ann} + (lr_{july} - lr_{ann}) \times \cos\left(\frac{2\pi(m-1)}{12}\right) \quad (3.3)$$

Notons que nous avons réalisé plusieurs tests, notamment avec les valeurs de (*Krinner et Genthon*, 1999), pour valider les valeurs choisies. Il ressort que ce paramètre est de seconde importance sur les résultats du modèle de glace (derrière le modèle de climat choisi notamment).

3.2.4 La rétroaction température-précipitation

Une fois la température ramenée de la topographie du modèle de climat à la topographie du modèle de glace, celle-ci peut avoir présenté des variations importantes (notamment près des côtes, là où le manque de résolution se fait le plus problématique). Or, les précipitations sont fortement corrélées avec les températures de l'atmosphère. Les températures gouvernent en effet le taux d'humidité des masses d'air à travers la pression de vapeur saturante. La relation de Clausius-Clapeyron permet d'expliquer comment la température est un facteur limitant pour la quantité de vapeur d'eau que peut contenir une masse d'air. Ainsi, en considérant un gaz parfait, cette relation relie la pression de vapeur saturante, e_s , avec la température, T , sous la forme :

$$\frac{de_s}{e_s} = \frac{L}{RT^2} dT \quad (3.4)$$

avec L , la chaleur latente de vaporisation, et R , la constante des gaz parfaits. L'intégration de cette relation conduit à une relation exponentielle entre le rapport des vapeurs de pression et la différence de température.

Des études sur les taux d'accumulation passés, reconstruits à partir des enregistrements des carottes, proposent un lien entre anomalie de température et anomalie du taux d'accumulation (*Dahl-Jensen et al.*, 1993). Le rapport des taux d'accumulation passé et présent est relié à l'exponentielle d'anomalie en température. Ainsi :

$$Acc/Acc_0 = \exp(\gamma_{acc} \times \Delta T) \quad (3.5)$$

Avec ΔT l'anomalie de température,

Acc_0 et Acc les taux d'accumulation actuel et passé respectivement,

γ_{acc} le facteur de ratio d'accumulation.

Cette relation, utilisée notamment pour reconstruire les variations du taux d'accumulation dans le passé à travers l'épaisseur des couches dans les forages, est également utilisée pour rendre compte de tous les effets de changements de température, notamment topographique. L'équation 3.5 a été largement utilisée dans les modèles de calottes (*Ritz et al.*, 1997; *Huybrechts*, 2002; *Greve et al.*, 2011).

Notons premièrement que nous utilisons cette correction sur la variable précipitation et non sur l'accumulation. La variable d'accumulation est en effet déduite de la précipitation dans notre modèle et la correction doit s'appliquer à la précipitation avant de pouvoir en déduire une valeur d'accumulation.

Ensuite, la valeur de γ_{acc} n'est pas vraiment contrainte. Notre valeur de référence est $\gamma_{acc} = 0,07 \text{ } ^\circ\text{C}$ et correspond à 7,3% de changement de précipitation pour un degré de température. Cette valeur est notamment utilisée par *Huybrechts* (2002) et *Greve et al.* (2011).

Notons enfin que dans cette représentation γ_{acc} n'est ni variable en temps, ni en espace. Ce paramètre fait partie de ceux dont nous avons testé l'impact, étude que nous développerons dans le chapitre sur les résultats de modélisations des cycles glaciaires-interglaciaires.

3.2.5 La fraction solide des précipitations

Toujours pour prendre en compte les rétroactions avec l'altitude, la sortie que nous utilisons venant des modèles de climat est la précipitation. Notre modèle de glace doit donc être capable de calculer sa propre valeur d'accumulation à partir de cette seule donnée en précipitation totale.

Fonction à effet de seuil sur la température

A partir des valeurs moyennes mensuelles, $P_m(mo)$ et $T_m(mo)$ (pour mo variant de 1 à 12), on interpole linéairement une valeur hebdomadaire pour la température et la précipitation, $P_m^h(mo, k)$ et $T_m^h(mo, k)$ (pour k variant de 1 à 4). Ainsi, pour k variant de 1 à 4 :

$$T_m^h(k) = T_m^h(mo) + \frac{k}{4} \left(T_m^h(mo + 1) - T_m^h(mo) \right) \quad (3.6)$$

$$P_m^h(k) = P_m^h(mo) + \frac{k}{4} \left(P_m^h(mo + 1) - P_m^h(mo) \right) \quad (3.7)$$

Si la température hebdomadaire, $T_m^h(mo, k)$, est au dessus d'un certain seuil, on considère que la totalité des précipitations hebdomadaires, $P_m^h(mo, k)$, se réalise sous forme liquide et est drainée par ruissellement vers les bords de la calotte, ne participant pas au bilan de masse de surface. A l'inverse, une température hebdomadaire inférieure au seuil implique que la totalité des précipitations se réalise sous forme solide. Cette méthode a été utilisée dans les travaux précédents de GRISLI sur l'hémisphère nord (*Peyaud et al.*, 2007). La valeur du seuil est alors 2°C . Cette approche est cependant très simplifiée et le seuil est difficilement justifiable.

Fonction linéaire de la température

Comme la représentation du bilan de masse est un point clef pour la modélisation du Groenland, nous avons voulu multiplier les approches pour valider notre procédure. Ainsi, nous avons introduit lors de ce travail une nouvelle manière de calculer la fraction solide des précipitations, en suivant les travaux de *Marsiat* (1994). Dans ces travaux, le ratio entre la fraction solide mensuelle, P_{sm} , et la précipitation totale mensuelle, P_m , est exprimée linéairement en fonction de la température moyenne mensuelle, T_m . Ainsi :

$$\frac{P_{sm}}{P_m} = \begin{cases} 0, & T_m \geq 7^\circ\text{C} \\ (7^\circ\text{C} - T_m)/17^\circ\text{C}, & 7^\circ\text{C} \geq T_m \geq -10^\circ\text{C} \\ 1, & -10^\circ\text{C} \geq T_m \end{cases} \quad (3.8)$$

Cette paramétrisation de la fraction solide est notamment utilisée dans *Greve (2005)* et *Greve et al. (2011)*.

3.2.6 L'ablation – la méthode du PDD

Pour évaluer l'ablation dans notre modèle de glace nous utilisons la méthode dite du PDD (Positive Degree Day, *Reeh (1991)*). Cette méthode consiste à relier linéairement le taux d'ablation à l'excédent positif journalier de température. Nous allons rapidement rappeler la méthodologie de *Reeh (1991)*.

En considérant un signal sinusoïdal pour la variation de la température au cours de l'année, la température au pas de temps t (en jour) peut s'exprimer à partir de la température de juillet, T_{july} , et de la température moyenne annuelle, T_{ann} sous la forme :

$$T(t) = T_{ann} + (T_{july} - T_{ann}) \times \cos\left(\frac{2\pi t}{365}\right) \quad (3.9)$$

Pour tenir compte de la variabilité journalière, *Reeh (1991)* l'exprime avec une Gaussienne, de paramètre σ . Il peut donc y avoir de la fonte même si la température moyenne du jour est inférieure à 0°C . L'expression des PDD intégrés sur l'année dans ces conditions est :

$$PDD = \int_{T'=0}^{T'=\infty} T' \left(\int_{t=0}^{t=365} \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(T' - T(t))^2}{(2\sigma)^2}\right) dt \right) dT' \quad (3.10)$$

Notons que dans notre approche, nous utilisons dorénavant les données mensuelles de température et que nous nous affranchissons de l'expression sinusoïdale de la température. Ainsi, $T(t)$ représente la température moyenne mensuelle. La variabilité, exprimée par le paramètre σ est généralement supposée égale à 5°C . Elle représente la variabilité à l'échelle du mois. Cette expression des PDD nous permet d'avoir des valeurs positives, même si la température moyenne mensuelle est inférieure à 0.

La valeur intégrée sur l'année est ensuite utilisée pour calculer le taux d'ablation annuel. Pour cela *Reeh (1991)* propose une relation linéaire entre ablation et PDD. Cependant les taux de fonte sont différents pour la neige et pour la glace. Dans le modèle, la neige correspond à ce qui est tombé durant l'année (variable accumulation), la glace étant ce qui s'est accumulé au cours de l'année précédente. Les PDD attaqueront donc en premier la neige "fraîche" et s'ils ont une valeur suffisante, ils passeront à la glace. Cependant *Reeh (1991)* suggère que 60% de l'eau de fonte regèle,

lors de sa percolation ou de son écoulement en surface. Une partie des PDD devra donc être utilisée pour faire fondre cette eau regelée, désignée sous le terme de glace super-imposée.

Les facteurs standards de fonte, définis par *Reeh* (1991), sont :

$$\begin{cases} C_{snow} = 0.003 \text{ mm/jour/}^{\circ}\text{C} & \text{pour la neige} \\ C_{ice} = 0.008 \text{ mm/jour/}^{\circ}\text{C} & \text{pour la glace} \end{cases}$$

Cependant, ces valeurs sont assez différentes selon les auteurs. En effet, la fonte ne dépend pas uniquement de la température. L'albédo ou la turbulence sont des paramètres susceptibles de modifier les facteurs des PDD. *Tarasov et Peltier* (2002) proposent par exemple l'utilisation de facteurs dépendants de la température de surface.

3.3 L'interface climat-calotte : apport de ce travail au modèle de glace

Comme nous venons de le voir, le modèle de glace ne possède qu'une vision très schématique du fonctionnement de l'atmosphère. Le modèle de glace ne "connait" que les précipitations totales et les températures de surface qu'il doit convertir en bilan de masse de surface. Au cours de ce travail, de nouvelles méthodologies de traitement de l'interface climat-calotte ont été implémentées. Nous présentons ici les trois points suivants :

- Le calcul des PDDs en utilisant le cycle saisonnier de la température de surface.
- La distinction de la partie solide des précipitations.
- Le traitement de l'ablation, et notamment de la valeur des coefficients de fonte de la neige, C_{snow} , et de la glace, C_{ice} .

Dans cette partie nous présenterons les grandes différences de méthodologie et leur impact en terme de bilan de masse. Pour cela nous avons utilisé les données climatologiques de la période 1980-1999 du modèle atmosphérique régional MAR (*Fettweis*, 2007).

3.3.1 Le calcul des PDDs à partir du signal saisonnier de la température

Reeh (1991) propose l'utilisation d'un signal sinusoïdal pour représenter les variations de température au cours de l'année. La valeur de la moyenne annuelle et du mois de juillet permet de reconstruire l'amplitude du signal. Cette approche a été largement utilisée dans les modèles de calotte polaire (*Letréguilly et al.*, 1991; *Ritz et al.*, 1997; *Marshall et Cuffey*, 2000; *Greve*, 2005; *Stone et al.*, 2010; *Greve et al.*, 2011). Cependant, la température est probablement la variable atmosphérique la mieux connue. Ainsi, nous avons voulu mettre à profit cette connaissance dans le calcul de l'ablation.

La figure 3.3 présente une carte de PDDs annuels (F1) obtenus en utilisant l'intégralité du signal saisonnier en température à partir des valeurs mensuelles. La valeur de PDD est nulle dans l'intérieur de la calotte, au-dessus de 2000 mètres. La fonte sera donc nulle dans cette zone. Ils varient considérablement en zone périphérique, depuis plus de 500 °C jour dans la zone sud à environ 150 °C jour dans la zone nord. Nous avons également effectué le calcul de PDD avec une

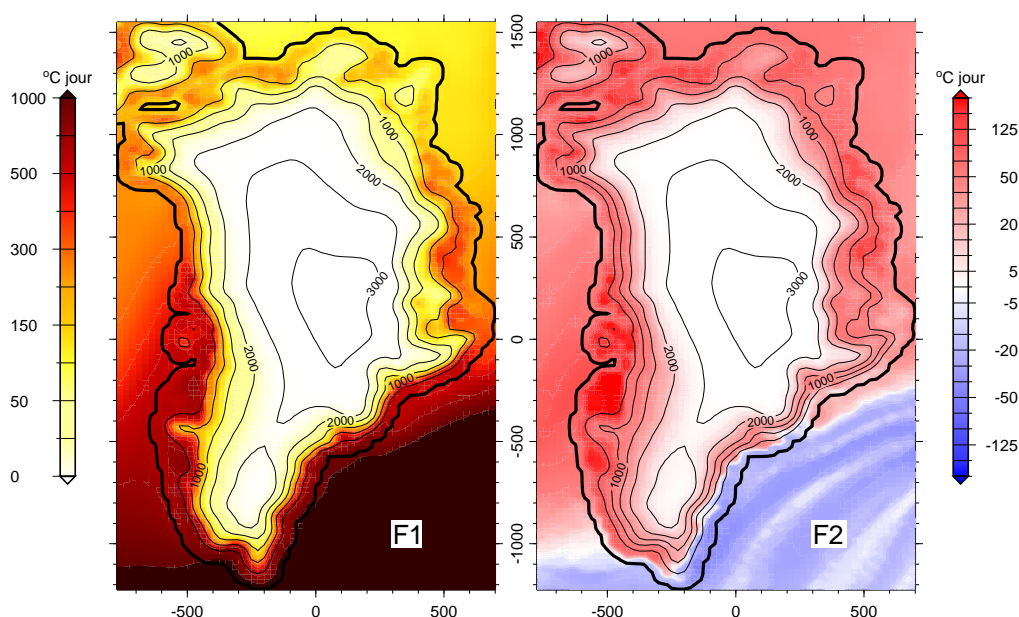


FIGURE 3.3 – PDDs annuels évalués à partir de l'intégralité du signal annuel de température (F1) et différence entre ces PDDs et ceux évalués par une fonction sinusoïdale (F2). Les lignes d'iso-altitude de surface sont représentées. La prise en compte de l'intégralité du signal tend à générer globalement plus de PDDs.

paramétrisation du signal annuel de température par le biais d'un sinus comme présenté au point précédent. La différence (F2) est présentée à droite de la figure 3.3. Généralement, prendre en compte l'intégralité du signal saisonnier tend à augmenter le nombre de PDDs. La différence est particulièrement importante dans la zone ouest du Groenland.

Il est donc largement préférable d'utiliser autant que possible le véritable signal saisonnier de température plutôt qu'une paramétrisation sinusoïdale. Le risque de sous-estimation des PDDs se chiffre aux alentours de 25% dans la partie ouest et de plus de 30% dans le Nord (figure 3.3). Cependant une quelconque généralisation est difficile car pour la zone sud-est, la fonction sinusoïdale a tendance à légèrement augmenter le nombre de PDDs.

3.3.2 La paramétrisation de la fraction solide de *Marsiat* (1994)

Rappelons que le modèle de glace utilise comme entrée de l'atmosphère les précipitations mensuelles totales, tant solides que liquides. Nous avons voulu identifier la différence entre les deux méthodes de séparation de la fraction solide évoquées au point 3.2.5. La version précédente de GRISLI utilisait la formulation avec un seuil de température sur les valeurs hebdomadaires. Nous avons au cours de ce travail implémenté la formulation de *Marsiat* (1994).

La figure 3.4 présente la valeur de la fraction solide des précipitations évaluée avec la paramétrisation de *Marsiat* (1994) sur la gauche (F1). Cette valeur est très hétérogène spatialement : le nord est très sec, avec environ 10 centimètres par an, alors que le sud présente des valeurs supérieures à 1 mètre 50. La carte de droite (F2) présente la différence entre la valeur des précipitations solides évaluées par *Marsiat* (1994) et évaluées par la méthode de seuil hebdomadaire. *Marsiat* (1994)

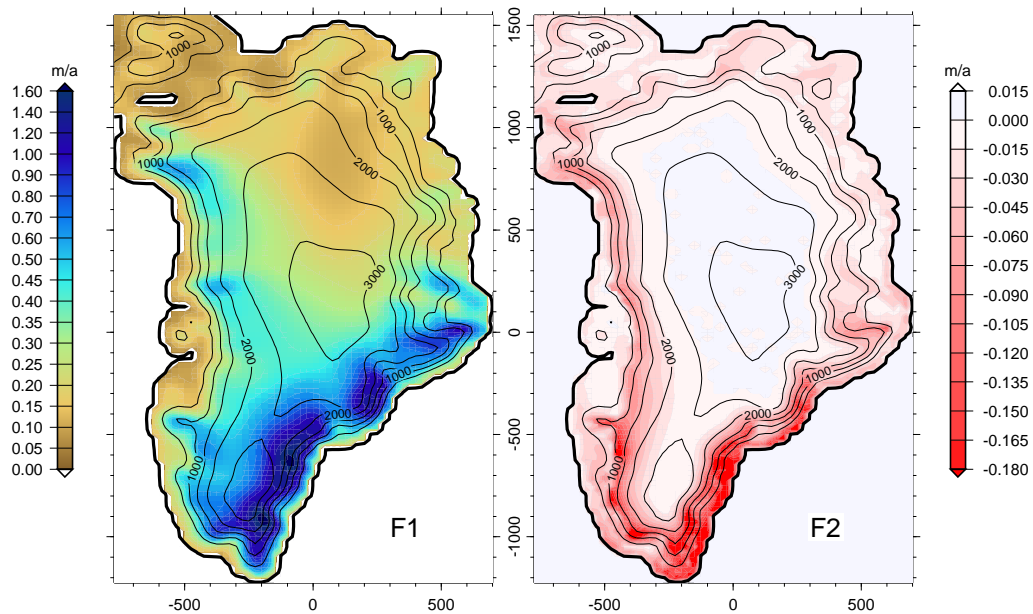


FIGURE 3.4 – Précipitations solides annuelles évaluées à partir de la paramétrisation de *Marsiat* (1994) en m i.e. / an (F1) et différence entre cette fraction solide et celle évaluée par la fonction de seuil sur les valeurs hebdomadaires (F2) en m i.e. / an. Les lignes d'iso-altitude de surface sont représentées. *Marsiat* (1994) fournit systématiquement une fraction solide moins élevée.

présente systématiquement des valeurs plus faibles de précipitations solides. Les écarts absolus les plus importants se situent dans le sud, où les précipitations sont importantes. Par contre dans le nord, les écarts relatifs sont là les plus grands avec près de 20% d'estimation en moins par la paramétrisation de *Marsiat* (1994).

3.3.3 Les coefficients de fonte dépendants de la température

Les coefficients de fonte permettent de relier de manière linéaire la quantité de PDDs annuels et la fonte. La neige, évaluée au point précédent, est d'abord fondue. Si le nombre de PDDs n'est pas suffisant le bilan de masse prend la valeur de la neige restante. Sinon, on utilise le reste des PDDs pour faire fondre de la glace de la calotte. La valeur du bilan de masse est alors l'opposé de la somme entre les précipitations neigeuses et la hauteur d'eau de fonte. Notons qu'avant de fondre la glace le modèle tient compte de la possibilité de regel de la neige fondue.

Selon cette formulation, le bilan de masse est donc aussi bien dépendant de la manière d'évaluation des PDDs, que du traitement de la fraction solide, ou bien encore du traitement des coefficients de fonte. *Reeh* (1991) propose des coefficients de fonte C_{snow} , et C_{ice} constants et homogènes. Ces coefficients sont calibrés sur des glaciers aussi bien de Scandinavie, d'Alaska, d'Islande, etc. que du Groenland (*Braithwaite et Olesen*, 1989; *Braithwaite et Zhang*, 2000). *Braithwaite* (1995) montre par une étude avec un modèle de bilan d'énergie sur un glacier de l'ouest du Groenland que les coefficients de fonte dépendent de la température et de l'albédo. Notamment pour de faibles températures, le coefficient de fonte de la glace, C_{ice} , serait bien supérieur à la valeur traditionnelle de 8 mm/°C/jour. Pour prendre en compte cette dépendance avec la température, *Tarasov et Peltier* (2002) proposent la formulation suivante :

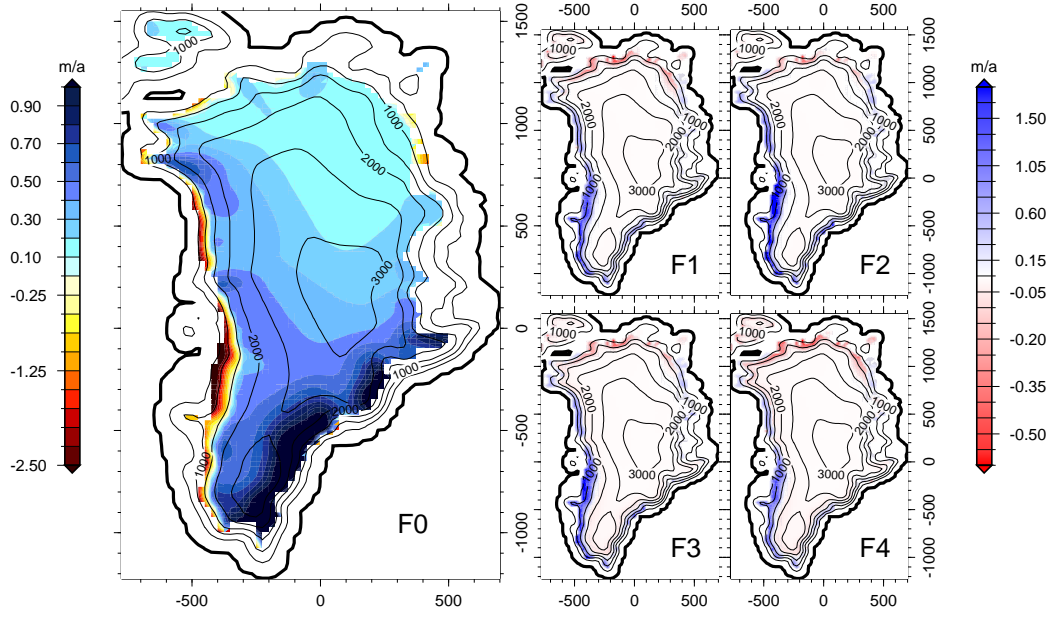


FIGURE 3.5 – A gauche, bilan de masse de surface évalué par le modèle atmosphérique régional MAR en m i.e. / an, restreint à la calotte (F0). A droite, différence avec les bilans de masse calculés par le modèle de glace (Bmglace-BMclimat) dans 4 cas : en haut, accumulation à seuil en température et coefficients de fonte de *Reeh* (1991) (F1) et *Tarasov et Peltier* (2002) (F2) : en bas, accumulation *Marsiat* (1994) et coefficients de fonte de *Reeh* (1991) (F3) et *Tarasov et Peltier* (2002) (F4). On sous estime systématiquement l'accumulation dans le nord et l'ablation dans l'ouest.

$$C_{ice} = \begin{cases} 17,2 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/j , & -1^{\circ}\text{C} \geq T_{jja} \\ 0,0067(10^{\circ}\text{C} - T_{jja})^3 + 8,3 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/j , & 10^{\circ}\text{C} \geq T_{jja} \geq -1^{\circ}\text{C} \\ 8,3 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/j , & T_{jja} \geq 10^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (3.11)$$

et

$$C_{snow} = \begin{cases} 2,65 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/j , & -1^{\circ}\text{C} \geq T_{jja} \\ 0,15 T_{jja} + 2,8 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/j , & 10^{\circ}\text{C} \geq T_{jja} \geq -1^{\circ}\text{C} \\ 4,3 \text{ mm}/^{\circ}\text{C}/j , & T_{jja} \geq 10^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (3.12)$$

La figure 3.5 présente le bilan de masse de surface tel qu'il est calculé par MAR (F0). Nous avons restreint sa valeur à la calotte car c'est là que l'ablation et l'accumulation possèdent un sens. On identifie aisément l'étroite bande d'ablation, surtout située sur la côte ouest. Sur la partie droite de la figure 3.5 on trouve des cartes de différences entre le bilan de masse calculé par le modèle de glace et le bilan de masse du modèle de climat. Quatre cas sont présentés :

- Accumulation basée sur le seuil en température, et ablation de *Reeh* (1991) : F1.

- Accumulation basée sur le seuil en température, et ablation de *Tarasov et Peltier* (2002) : F2.
- Accumulation basée sur *Marsiat* (1994), et ablation de *Reeh* (1991) : F3.
- Accumulation basée sur *Marsiat* (1994), et ablation de *Tarasov et Peltier* (2002) : F4.

Pour les 4 cas de figure, l'ablation est largement sous-estimée dans la partie ouest. On observe de larges différences cependant entre les 4 méthodes de calcul : de 50 cm d'erreur pour F4 à plus d'1,5 m pour F2. Dans la partie nord au contraire, l'accumulation est sous-estimée, passant même à un bilan de masse négatif. Les différences entre les cas de figures sont cependant moins importantes que pour la zone d'ablation, entre 10 et 30 cm (F2 et F4). Il faut noter que le cas le plus à même de reproduire la zone d'ablation dans l'ouest, F4, est aussi celui qui prédit l'erreur la plus importante dans le nord. Le cas F4 est la méthode qui prédit le plus faible bilan de masse, dans le bon sens (ablation ouest) mais aussi dans le mauvais (zone nord).

3.4 Expériences de sensibilité du modèle de calotte aux modèles de climat

3.4.1 Justification

Comme nous l'avons signalé, les modèles de climat sont des outils indispensables quand il s'agit de faire des reconstructions passées ou bien encore des projections futures. Cependant ces modèles ne sont pas infaillibles et ils peinent bien souvent à reproduire correctement le champ de précipitation actuel mesuré dans les stations au sol. Nous avons voulu savoir à quel point ces différences pouvaient influencer sur les résultats du modèle de glace, qui accumule nécessairement les divergences tout au long de la simulation. Nous avons donc réalisé des études en climat stationnaire et en laissant la topographie librement évoluer.

Les modèles de climat sélectionnés correspondent à différents degrés de complexité, depuis les AOGCM du CNRM (Centre National de Recherche Météorologique) et de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) au modèle régional MAR, en passant par une simulation de référence avec des champs issus des observations sol (*Fausto et al.*, 2009; *Ettema et al.*, 2009).

Les résultats sont présentés dans l'article suivant, accepté pour publication à The Cryosphere Discussions en mars 2012.

3.4.2 Article

Large sensitivity of a Greenland ice sheet model to atmospheric forcing fields

A. Quiquet¹, H. J. Punge², C. Ritz¹, X. Fettweis³, M. Kageyama², G. Krinner¹, D. Salas y Mélia⁴, and J. Sjolte⁵

¹UJF – Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) UMR 5183, Grenoble, F-38041, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE)/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, UMR 8212, 91191 Gif-sur-Yvette, France

³Département de Géographie, Université de Liège, Liège, Belgium

⁴CNRM-GAME, URA CNRS-Météo-France 1357, Toulouse, France

⁵Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, Copenhagen, Denmark

Abstract.

The prediction of future climate and ice sheet evolution requires coupling of ice sheet and climate models. Before proceeding to a coupled setup, we propose to analyze the impact of model simulated climate on an ice sheet. Here, we undertake this exercise for a set of regional and global climate models. Modelled near surface air temperature and precipitation are provided as upper boundary condition to the GRISLI (Grenoble Ice Shelf and Land Ice model) hybrid ice sheet model (ISM) in its Greenland configuration.

After 20 kyrs of simulation, the resulting ice sheets highlight the differences between the climate models. While modelled ice sheet sizes are generally comparable to the observed ones, there are considerable deviations among the ice sheets on regional scales. These can be explained by difficulties in modelling local temperature and precipitation near the coast. This is especially true in the case of global models. But the deviations of each climate model are also due to the differences in the atmospheric general circulation. In the context of coupling ice sheet and climate models, we conclude that appropriate downscaling methods will be needed and systematic corrections of the climatic variables at the interface may be required in some cases to obtain realistic results for the Greenland ice sheet (GIS).

insights on the response of the ice sheet surface to warming climate (e.g., Yoshimori and Abe-Ouchi, 2012), ice sheet model (ISM) must be used to simulate the long term ice sheet evolution (e.g., Robinson et al., 2011). At the same time, awareness of the importance of feedbacks from other components of the Earth system has risen and several attempts have been undertaken to integrate ISMs into climate models in order to include and evaluate these feedback mechanisms for the upcoming centuries (Ridley et al., 2005; Vizcaíno et al., 2008, 2010). These feedbacks include, for example, water fluxes to the ocean (Swingedouw et al., 2008), orography variations (Kageyama and Valdes, 2000), and albedo changes (Kageyama et al., 2004).

However, when comparison with the real world is sought, large uncertainties remain due to shortcomings in both climate models and ISMs. Because of the long time scales involved in ice sheet development, the synchronous coupling is accessible only to low resolution and physically simplified earth system models (e.g., Fyke et al., 2011; Driesschaert et al., 2007). The direct coupling at fine resolution using a physically sophisticated atmospheric general circulation model (GCM) is still a challenge (Pollard, 2010). Recent approaches try to avoid this problem by asynchronous coupling of the climate and ISMs (Ridley et al., 2010; Helsen et al., 2011).

The recent observations of fast processes at work in the Greenland and West Antarctic ice sheets (Joughin et al., 2010) show the necessity of a synchronous coupling between ISMs representing these processes and coupled atmosphere-ocean GCMs if we want to predict the state of the ice sheets in the near future, i.e. the coming century. Relevant ISMs should include fast processes such as fast flowing ice streams and grounding line migration. These ISMs are becoming available (Ritz et al., 2001; Bueler and Brown, 2009) and a first step towards their coupling to GCM is to examine how they perform when forced by such GCM outputs. Until recently, the major concern of ISM developers was to improve the rep-

1 Introduction

Recent growing consciousness of possible consequences of global warming on ice sheets (4th assessment report of the Intergovernmental Panel on climate change, IPCC-AR4, Meehl et al., 2007) motivates the use of numerical models aiming to predict their future evolution. While estimates of surface mass balance (SMB) from climate models give

Correspondence to: Aurélien Quiquet
(Aurelien.Quiquet@lgge.obs.ujf-grenoble.fr)

resentation of physical processes occurring inside or at the boundaries of the ice sheet (e.g., Ritz et al., 1997; Tarasov and Peltier, 2002; Stone et al., 2010), primarily in order to better simulate past ice sheet evolution. In reconstructions of paleo climate, ISMs are often forced by ice core-derived proxy records, with spatial resolution of atmospheric conditions stemming from reanalysis (e.g., Bintanja et al., 2002), or from climate models snapshots (Létréguilly et al., 1991; Greve, 1997; Tarasov and Peltier, 2002; Charbit et al., 2007; Graversen et al., 2010). But for reliable projections on the future ice sheet state the explicit use of climate model scenarios is necessary. More specifically, a first test would be to evaluate how a Greenland ISM reacts when forced by output from different GCMs. Considering that the ablation zone extension is the more often less than 100 km (van den Broeke et al., 2008), the GCMs generally have a low resolution compared to the typical ISMs. We need consequently to assess the gain provided by higher resolution model, even if they are not global.

To date, few studies have tested the sensitivity of an ISM to atmospheric input fields explicitly. Charbit et al. (2007) showed the incapacity of an ISM forced by GCM simulations from the Paleo Climate Intercomparison Project (PMIP) to reproduce the last deglaciation of the northern hemisphere. The fast processes were not included in this study. Graversen et al. (2010) simulated total sea level increase over the next century using the GCMs from the Coupled Model Intercomparison Project phase 3 (CMIP-3). Here again, the fast processes were not taken into account. Neither these studies, nor more parameter-based approaches like the one of Hebel et al. (2008), illustrate directly the links between input climate fields and simulated ice sheet behaviour. That is the main goal of the present study.

We present and discuss some of the difficulties arising when combining ice sheet and climate models. We restrict our study to the case of Greenland and choose an uncoupled approach: to examine the sensitivity of a single state of the art Greenland ice sheet (GIS) model to atmospheric input fields stemming from a number of selected climate models and, for comparison and in the tradition of previous ISM studies, a reference case derived from meteorological observations.

In Sect. 2, we first present the ISM used and its specificities. Then the choice of climate models with different degrees of resolution and comprehensiveness. The downscaling of atmospheric variables and the SMB computation is then described. Finally, this ISM calibration and its setup for the sensitivity tests are discussed in detail. Results of the ISM simulations are shown in Sect. 3, and links between the climate model biases and horizontal resolution on the one hand and simulated deviations in ice sheet size and shape on the other hand are discussed. Our conclusions for future attempts of climate-ice sheet model studies are presented in Sect. 4.

2 Tools and methodology

2.1 The GRISLI ice sheet model

The model used here is a three-dimensional thermo-mechanically coupled ISM called GRISLI. Concerning ice flow dynamics, it belongs to the hybrid model type and uses both the shallow ice approximation (SIA, Hutter, 1983) and the shallow shelf approximation (SSA, MacAyeal, 1989). This model has been validated on the Antarctic ice sheet (Ritz et al., 2001; Philippon et al., 2006) and applied on the northern hemisphere ice sheets for paleo-climate experiments by Peyaud et al. (2007). In the more recent version used here, the association of SIA and SSA is the following:

1. A map of "allowed" ice streams is determined on the basis of basal topography. More precisely, we assume that ice streams are located in the bedrock valleys (Stokes and Clark, 1999). These valleys are derived from the difference between bedrock elevation at any given grid point and bedrock elevation smoothed over a 200-km radius around this point. Additionally, ice streams are allowed where observed present-day balance velocities are larger than 100 m/yr even if the bedrock criterion is not fulfilled.
2. Ice streams are activated only if the temperature at the ice-bed interface reaches the melting point. In this case, the SSA is used as a sliding law (Bueler and Brown, 2009). As in MacAyeal (1989), basal drag is assumed to be proportional to basal velocity; this relationship corresponds to a linear viscous sediment. In the experiments presented here, the proportionality coefficient, β , assumed to be the same for all ice streams, is one of the parameters of the model that will be calibrated by comparison with observed velocities (cf. Sect. 2.4.1).
3. Where ice streams are not allowed or not activated, the grounded ice flow is computed using the SIA only. Ice shelves are treated with SSA only.

A specificity of the GRISLI model is the use of a polynomial constitutive equation, that adds up the Glen flow law and a Newtonian flow law to determine strain rates. This kind of law, already used in Ritz et al. (1983), accounts for the fact that the exponent of the flow law depends on the stress range (Lliboutry and Duval, 1985). Additionally, as in most large scale ISMs, we use enhancement factors that are multiplicative coefficients supposed to represent the impact of ice anisotropy on deformation. According to Ma et al. (2010), enhancement factors are different for SIA and SSA because the impact of the fabric, typically with a vertically oriented C-axis, depends on the stress regime. We thus have four different enhancement factors, for each component of the flow law (Newtonian or Glen) and for SIA and SSA (here called E_1^{SIA} and E_3^{SIA} for SIA Newtonian and Glen respectively, and E_1^{SSA} and E_3^{SSA} for SSA Newtonian and Glen

respectively). These factors are not completely independent because the stronger a factor is for SIA, the smaller it is for SSA. These four enhancement factors are tuned in the dynamic calibration procedure (see Sect. 2.4.1 below).

The model is run on a 15-km Cartesian grid resulting from a stereographic projection with the standard parallel at 71°N and the central meridian at 39°W . The bedrock elevation map comes from the ETOPO1 dataset, which itself combines other maps (Amante and Eakins, 2009). The thickness map is derived from the work of Bamber et al. (2001); Layberry and Bamber (2001). The surface elevation is the sum of bedrock elevation and ice thickness. Figure 4 presents the initial topography. Note that under this construction there are no floating points at the time of initialization. We use the geothermal heat flux distribution proposed by Shapiro and Ritzwoller (2004). The procedure to initialize the thermal state of the ice sheet is described in Sect. 2.4.

2.2 Climatic datasets

The ISM we use requires as input fields climatological monthly mean near surface air temperature and precipitation, as well as the model's surface topography. These are derived from a 20 year reference period, 1980–1999, common to all models. The length of 20 years is a compromise between the need for a meaningful climatology on the one hand and the consistency of boundary conditions used for driving the regional models and reanalysis on the other hand.

Among the CMIP-3 coupled atmosphere-ocean GCMs used for the IPCC-AR4, large discrepancies exist regarding Greenland climate (Franco et al., 2011; Yoshimori and Abe-Ouchi, 2012). We selected two models with reasonable agreement to reanalysis (Franco et al., 2011), but diverging mass balance projections in Yoshimori and Abe-Ouchi (2012):

- The coupled atmosphere-ocean GCM CNRM-CM3 (Salas-Mélia et al., 2005).
- The coupled atmosphere-ocean GCM IPSL-CM4 (Marti et al., 2010).

Surface climate fields were extracted from the CMIP-3 20th century transient simulations for years 1980 to 1999.

In addition, as an example for an atmosphere-only model with GCM resolution, we include the atmospheric component of the IPSL model, but in a version with an updated physical ice sheet surface scheme:

- The global atmosphere-only GCM LMDZ with explicit snow model adapted from the SISVAT model, as used in the regional model MAR (Brun et al., 1992; Gallée et al., 2001), termed LMDZSV. Here and for the following dataset, SST forcing used spans from 1980 to 1999.

Differing strongly from the standard-LMDZ in surface climate, this case will permit to identify the effect of an

enhanced representation of surface climate processes in a GCM.

To study the impact of resolution in a GCM, we also consider:

- The global atmosphere-only GCM LMDZ4 with an improved resolution on Greenland (Krinner and Genton, 1998; Hourdin et al., 2006), termed LMDZZ (for zoom).

The much higher resolution over Greenland compared to IPSL-CM4 induces scaling effects of the parametrizations that lead to much different surface climate.

Regional climate models achieve much higher spatial resolutions than GCMs but require lateral boundary conditions. We selected:

- The regional climate model MAR (Fettweis, 2007; Lefebvre et al., 2002). The data used stems from the 1958–2009 simulation of (Fettweis et al., 2011), forced by ERA40 as boundary conditions. We use the near surface air temperatures at the 3m level provided with the MAR output, instead of 2 m temperatures used in all other cases, but this is not likely to affect our analysis significantly.
- The regional climate model REMO (Sturm et al., 2005; Jacob and Podzun, 1997), as used in a recent isotope study on Greenland precipitation (Sjolte et al., 2011), forced by ECHAM4 as lateral boundary conditions and nudged to the upper level wind field. ECHAM4 being also here nudged towards the ERA40 wind and temperature fields every six hours. For a complete description of the nudging procedure, see Sjolte et al. (2011).

As for the GCMs, this choice is in no way meant to be complete. It was guided in part by availability of the data at the beginning of the study, but still represents the state of the art.

As example for a re-analysis, we further use:

- The reanalysis ERA40 (Uppala et al., 2005).

Finally, we include a composite data set using parameterized temperature based on geographical coordinates and altitudes together with high-resolution assimilation-based precipitation fields, which is frequently used by ice sheet modellers (e.g., Ritz et al., 1997; Greve, 2005), in our comparison. It consists in:

- The temperature parameterization of Fausto et al. (2009) and the precipitation field of the regional model RACMO2 (Ettema et al., 2009) run with ERA40 as boundary conditions over the 1958–2009 time span. We will refer to this forcing set as FE09. The FE09 dataset was distributed by the CISM community and used e. g. in Greve et al. (2011).

From the ice sheet modelers point of view, this data set may be regarded as a reference.

The different models resolutions and external forcings are summarized in Table 1.

By construction the AOGCM simulations are the least realistic as they compute surface conditions of the atmosphere in interaction with the ocean and sea ice models and hence do not necessarily reproduce the variability of the forcing data used for the atmospheric-only models. In terms of annual mean near surface air temperature and precipitation, the climatic datasets used in this study are within the range of the CMIP-3 models but reflect the broad dispersion, as shown in Fig. 1. We have chosen to use temperature and precipitation forcing fields from different datasets. These datasets are outputs from coupled atmosphere-ocean GCMs, atmosphere-only GCMs, regional models, and reanalysis. We assume that the range of uncertainty of CMIP-3 models is a conservative estimate of the uncertainty of observed temperature and precipitation in Greenland. Fig. 1 shows that the temperature spread among the datasets we selected is comparable to that of the CMIP-3 models. By contrast, the precipitation spread among the datasets we selected is smaller than that of the CMIP-3 models. Note however that the spread of the CMIP-3 ensemble is artificially enhanced by one model, which probably overestimates the total amount of precipitation over Greenland.

Figures 2 and 3 show the 1980-1999 climatological annual mean 2 m temperature and precipitation respectively, on and around Greenland. On these figures the original polar stereographic grid was preserved for MAR and FE09; the results of the other models are presented on polar stereographic projections. Several large scale features can be seen in Fig. 2: The MAR and CNRM models have relatively low temperatures in central and northern Greenland, while REMO is warmer than the other models on the ice sheet and CNRM seems to be too warm on the southern part of the GIS. The coarse global models fail to resolve the coastal high precipitation zone (Fig. 3); however, the climate models simulate correctly a precipitation maximum in southeastern Greenland. However, the value of this maximum is too low for MAR and ERA40, whereas CNRM is the driest model in the northern part of the GIS. Sect. 3 will show how these different climatic conditions, caused by different representations of orography and boundary conditions, but also different dynamical schemes and physical parameterizations, translate to the ice sheet properties.

2.3 SMB computation

The ISM is forced by the atmospheric fields described in Sect. 2.2. To compute the SMB, we use monthly means of temperature and precipitation for present day climate. Even if the SMB is an output of the atmospheric models, we cannot use it directly for the ISM because of the large difference in resolution between the two grids. Innovative techniques us-

ing SMB gradients exist (Helsen et al., 2011) but are strictly limited to high resolution climate models and consequently exclude GCMs. The downscaling of near surface air temperature and precipitation is physically based, as detailed below, contrary to the SMB downscaling, which is not. Thus, we compute the SMB from downscaled temperature and precipitation.

Ablation is computed with the widely-used Positive Degree Days (PDD) method (Reeh, 1991). Even if this method is a very schematic representation of surface melt (van den Broeke et al., 2010) it is still commonly used among the glaciologist community (e.g., Peyaud et al., 2007; Greve et al., 2011; Kirchner et al., 2011; Graversen et al., 2010). We compute the number of PDD, representing melt capacity, numerically at each grid point, based on the downscaled monthly mean near-surface temperature. Following Reeh (1991), a statistical temperature variation is considered, allowing melt even in months with mean temperature below the freezing point. The PDD are first used to melt the snow layer. A fraction of the melted snow is allowed to refreeze, within the limit of 60% of solid precipitation, generating superimposed ice. The refreezing is responsible for firn warming, as described in Reeh (1991). Remaining PDD are used to melt possible superimposed ice from refreezing and then old ice.

The PDD integration constants and the melt rates of snow and ice are listed in Table 2. We have chosen C_{snow} to be substantially larger than in Reeh (1991). But the melting rate coefficients are poorly constrained and a wide range of values can be found in the literature (van den Broeke et al., 2010). This choice was motivated by the better agreement of ablation with the one simulated in regional models (Fettweis et al., 2011; Ettema et al., 2009).

The ISM distinguishes between rainfall and snowfall. Liquid precipitation does not contribute to the surface mass balance and is supposed to run off instantaneously. This procedure is a drastic simplification, but still commonly employed (Charbit et al., 2007; Peyaud et al., 2007; Hubbard et al., 2009; Kirchner et al., 2011). An explicit refreezing model (Janssens and Huybrechts, 2000) was tested but produced only slight differences (not shown). The monthly solid precipitation, P_{sm} , is calculated based on total monthly precipitation P_m and monthly near surface air temperature T_m , following Marsiat (1994):

$$\frac{P_{sm}}{P_m} = \begin{cases} 0, & T_m \geq 7^\circ\text{C} \\ (7^\circ\text{C} - T_m)/17^\circ\text{C}, & -10^\circ\text{C} \geq T_m \geq 7^\circ\text{C} \\ 1, & T_m \leq -10^\circ\text{C} \end{cases} \quad (1)$$

As the ice sheet topography changes during the simulation, and can hence differ strongly from the one prescribed in the atmospheric models, the near surface air temperature has to be adapted. For this correction we use a vertical temperature gradient, referred to hereafter as topographic lapse rate, which does not vary spatially but is different from

month to month. The monthly values follow an annual sinusoidal cycle with a minimum in July at 5.426 °C/km and an annual mean of 6.309 °C/km. They are derived from the Greenland surface temperature parameterization proposed by Fausto et al. (2009). The adaptation method is thus consistent with the FE09 reference experiment. The gradients obtained in this way are derived from spatial variations of near surface air temperature and not from the actual temperature response to surface elevation changes at each grid point. Such an information could be obtained only by repeated atmospheric model simulations with different topographies, as performed by Krinner and Genthon (1999), who found values that are close to the ones we use here. While assuming that the sensitivity of the results to the topographic lapse rate is of second order compared with the differences among climate models at a first time, we test this hypothesis in Sect. 3.5.

The temperature field from the low resolution topography of the climate model (T_0) is downscaled to the high resolution required for the ISM (T_{ref}) using the topographic lapse rate correction as described above. For the downscaling of the precipitation rate, we used an empirical law linking temperature differences to accumulation ratio (Ritz et al., 1997):

$$\frac{P_{ref}}{P_0} = \exp(-\gamma \times (T_{ref} - T_0)), \quad (2)$$

in which the ratio of precipitation change with temperature change, γ , is poorly constrained (Charbit et al., 2002). We use a value of $\gamma = 0.07$, which corresponds to a 7.3 % change of precipitation for every 1 °C of temperature change approximately (Huybrechts, 2002).

2.4 Experimental set-up of the ice sheet model

2.4.1 Spin-up and dynamic calibration

Finding appropriate initial conditions to start the simulation of an ice sheet evolution has, for a long time, been a difficult problem. In the experiments presented here we wanted to start from fields as close as possible to the present state. The prognostic variables of ISMs are ice thickness, bedrock topography and ice temperature. The first two of them are the reasonably well-known 2D horizontal fields (Bamber et al., 2001; Layberry and Bamber, 2001; Amante and Eakins, 2009). The 3D temperature field is much more difficult to estimate but is also crucial because it is strongly linked to the velocity distribution. The temperature distribution within the ice depends on the past evolution of the ice sheet, in particular on past boundary conditions including surface mass balance and near surface air temperature. The typical time scale of thermal processes is up to 20 kyrs (Huybrechts, 1994), so today's ice temperature is still affected by the last deglaciation.

To account for this past evolution, we run a long glacial-interglacial spin-up simulation to obtain a realistic present temperature field. To do so, we use present-day climatic

conditions and apply perturbations deduced from proxy-data. The present day atmospheric fields of temperature and precipitation are the same as in the FE09 experiment.

The temperature anomalies with respect to present-day were reconstructed following Huybrechts (2002) based on the GRIP isotopic record (Dansgaard et al., 1993; Johnsen et al., 1997). These time-dependent anomalies are used as deviations from present-day conditions to force the ISM. The resulting precipitation anomalies are assumed to follow the temperature evolution as in Eq. 2.

However the 3D temperature field obtained after this spinup procedure is associated with a topography different from the observed one. Consequently, for the sensitivity experiments, we stretch the temperature field to the observed topography in order to obtain the initial state.

Once the 3D temperature field has been obtained, we perform a dynamic calibration to tune the various parameters that govern the velocity field. These are the four enhancement factors and the β coefficient of the basal drag presented in Sect. 2.1. Assuming that after the spinup procedure the temperature field is realistic, the velocity field will depend on these parameters only. Our target is the surface velocity field measured by radar interferometry (Joughin et al., 2010).

We must stress that for ice streams, it is almost impossible to tune the coefficient β of basal drag and the enhancement factors E_1^{SSA} and E_3^{SSA} separately. As explained in Sect. 2.1, the SIA and SSA enhancement factors are not independent and we added a constraint on the relationship between SIA and SSA. This is because the enhancement factors are both equal to 1.0 in the case of isotropic ice, and stronger the ice anisotropy, the higher the SIA enhancement factors and the lower the SSA enhancement factors (Ma et al., 2010). We chose $E^{SSA} = 0.9$ for $E^{SIA} = 2.0$, $E^{SSA} = 0.8$ for $E^{SIA} = 3.0$, $E^{SSA} = 0.63$ for $E^{SIA} = 5.0$. The procedure consists in running short (100 years) simulations in a constant present-day climate. We ran a matrix of simulations by varying simultaneously and independently the five parameters already mentioned: the enhancement factors E_1^{SSA} , E_3^{SSA} , E_1^{SIA} and E_3^{SIA} , and the β coefficient of basal drag. The range tested for the SIA enhancement factors was $1.0 < E^{SIA} < 5.0$, corresponding to SSA factors of $1.0 > E^{SSA} > 0.63$. The range tested for the β coefficient was 500 to 1500 Pa.yr/m. For each set of parameters, we computed mean squared error and standard deviation, in terms of difference between observed and simulated velocities as well as in terms of the respective flux of ice (being the velocity multiplied by the ice depth). The best set of parameters corresponds to the minimum on those quantities. Considering that a different set of parameters can give us approximately the same statistical scores, we also examined at the distribution of velocity amplitudes. The set of parameters which gave the best agreement with the observed velocity amplitudes plotted onto an histogram was selected.

This best set obtained was with:

- Glen cubic law: $E_3^{SIA} = 3.0$ and $E_3^{SSA} = 0.8$.
- Newtonian finite viscosity: $E_1^{SIA} = 1.0$ and $E_1^{SSA} = 1.0$.
- Coefficient of the basal drag: $\beta = 1500 \text{ Pa.yr/m}$.

These values are consistent with the findings of Ma et al. (2010), and with the range 3.0-5.0 generally used in the SIA and Glen flow law case. We use this set of parameters in all further experiments.

This solution is not unique, because we can obtain the same velocity field with more viscous ice streams (lower SSA enhancement factor) and weaker basal drag. Our calibration is also strongly dependent on the initial temperature field, which is in turn greatly affected by the poorly constrained distribution of geothermal heat flux (Greve, 2005). But our sensitivity studies indicate that the model results are much more sensitive to surface mass balance than to dynamic parameters: with the FE09 forcing, a doubling of sliding ($\beta/2$) induce a 0.1% of total volume reduction, while changing the FE09 forcing for the MAR forcing induces a 9.0% of total volume increase.

2.4.2 Sensitivity test procedure

Having calibrated the dynamical parameters, we perform the comparison of the responses to climate model forcings. We keep the same set of dynamic and mass balance downscaling parameters in all the experiments, and change only the atmospheric fields of total precipitation and near surface air temperature provided by the atmospheric models. We then run 20 kyrs-long experiments to allow for the ice sheet to stabilize, keeping the climate constant over time (“glaciological steady state”). Nevertheless, during those simulations, temperature, and consequently precipitation, is likely to change, in relation with the elevation changes as described in Sect. 2.3. Due to the temperature memory effect mentioned above, we cannot expect to simulate the present observed topography. In a way this type of experiment is closer to a future projection experiment. The focus of our analysis in Sect. 3 will thus be on the range of relative deviation, from the present reference state obtained with the different climatic forcings.

3 Results

3.1 20 kyrs equilibrium simulated topographies

Figure 5 presents the impact of inter-model climate differences in terms of simulated topography at the end of the run. Differences between simulated topographies and observed topography is available in the supplementary material accompanying this paper. A remarkable diversity of simulated topographies is observed. At first sight, the southern part of the ice sheet is more stable than the northern part.

In the North, at the end of the simulation, with two models (REMO and ERA40) presenting almost no ice, and at least three models (CNRM, MAR, IPSL) presenting a fully covered area, the range is very broad. The surface height is also very different among the models with an approximate 7% thickening for MAR in the interior and 8% thinning with IPSL. In all the simulations, the ice sheet is spreading towards the South West. This common feature is due to the incapacity of the ISM to reproduce fine scale features. The South of Greenland is indeed a very mountainous area characterised by large orographic precipitation and high slope effects, even in the ice flow dynamics. The 15-km grid is too coarse to reproduce such local effects and specific parameterizations would be needed (Marshall and Clarke, 1999).

To distinguish between the different regional behaviours we consider three regions: a southern region with latitudes lower than 68°N , a northern one with latitudes greater than 75°N , and a central region in between. Specific differences occur mainly in the North and in the South. The central region presents a more complex response and we were not able to identify well-defined specificities. Hence, in general, we discuss here only the results for the South and North regions. The evolution of the simulated volume for the northern and southern regions is presented in Figures 6A and 7A, respectively. Except for MAR and CNRM experiments, all models simulate a decrease of ice volume in the North. If we put aside REMO and ERA40, which simulate nearly no ice in this region, the volume variation ranges from -0.1 to $+0.16 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in 20 kyrs. REMO and ERA40 present the same pattern of retreat probably due to the nudging procedure of the REMO model towards the ERA40 reanalysis. The southern region systematically gains ice volume (Fig. 7A), and the response of the ISM is almost instantaneous, compared to typical evolution time scales, given that 50% of the final volume variation is generally achieved in a thousand years. The volume simulated by all models reaches a maximum before decreasing slightly due to the precipitation correction. The final volume deviation in this region ranges from 0.05 to $0.15 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ in 20 kyrs.

3.2 Comparisons of the atmospheric model results to observation and link with the ISM response

The simulated topographies presented in Figure 5 and the simulated regional volume evolutions presented in Figures 6A and 7A highlight the spread of results due to different atmospheric inputs. In this section, we study the simulated volume deviation, by comparing the atmospheric datasets on local and regional scales. We take advantage of the presence of weather stations in Greenland to validate the atmospheric near surface temperature fields in the datasets at selected points.

Near surface air temperatures for each atmospheric model and for observations are plotted in Figures 6 and 7 (C, D). Station 2 m temperature data is evaluated for the au-

tomated weather stations (AWS) Humboldt, TUNU-N and South Dome located on the GIS (Steffen et al., 1996) and for the coastal DMI station in Nuuk (Cappelen et al., 2011). For precipitation, Figures 6 and 7 (B), we compare regional means.

The location of the stations is indicated in Figure 4. At the Humboldt AWS in the Northwest of the ice sheet (Fig. 6C), it is apparent that temperatures simulated by ERA40 and REMO are around 5 °C too high compared to observations climatological mean in July. This is certainly the main reason for the rapid ice retreat in this region for those models. The IPSL and LMDZZ models are also slightly warmer than observations in summer, while their seasonal cycle appears to be delayed by a few weeks. MAR is too cold throughout the year. There is a spread among models in winter, and the sinusoidal constructed FE09 is not satisfactory for boreal winter, but these deficiencies are not relevant for melt and are certainly less significant for the ice mass balance than summer is. At the same time, the IPSL model is too warm in particular during boreal winter but also on average, which favours a more rapid ice movement and hence a rather thin ice sheet in the region despite displaying the highest precipitation of all models.

At the more eastern TUNU-N station, the warm bias of REMO and ERA40 is confirmed. Precipitation is relatively low for the LMDZZ, LMDZSV and CNRM models, but for the latter this bias has no impact on the ice sheet thickness because a strong cold bias from November through July eventually reduces the summer melt.

At Summit (not shown), the spread of model temperatures in summer has certainly less of an impact due to the absence of melting. LMDZZ and IPSL have the lowest precipitation, resulting in a relatively low ice surface elevation. In contrast, the high precipitation models CNRM and, in particular, MAR have a thicker ice sheet.

At South Dome, the IPSL and CNRM models show strong warm biases, by up to 15 °C, and a too small annual cycle. At the same time, they have much higher precipitation than the other models. This can certainly partly be explained by the very coarse resolution of these GCMs, that do not capture the high topography of the dome in a satisfactory way. The IPSL model also presents a storm-tracks slightly shifted southward (Marti et al., 2010), resulting in wet bias in the south and dry bias in the north. The rather low ice sheet thickness with LMDZZ can be explained by the low precipitation in the south region in this model. LMDZZ is drier at high elevation than the IPSL probably due to resolution effects (Krinner and Genthon, 1998). However, the local comparison of atmospheric variables is not sufficient to explain the ISM response. The ice flow dynamics also have an impact on the ISM response, and local atmospheric differences at locations other than the three stations considered above may have a regional impact. The following section deals with this issue.

3.3 Sensitivity to temperature and precipitation

In the following we consider the FE09 dataset as a reference. Given that the Ettema et al. (2009) precipitation field is the output from an atmospheric model, we do not pretend here that the FE09 is the best atmospheric dataset and that it is not free of biases. The accumulation field computed from each atmospheric dataset by the ISM method after downscaling to the ISM grid was compared with the accumulation map based on ice/firn cores and coastal precipitation record of Burgess et al. (2010) and van der Veen et al. (2001). The FE09 experiment presents a better agreement than the other datasets (see Figure 8). At this point, it should be noted that the Burgess et al. (2010) and van der Veen et al. (2001) accumulation field is not suitable for an ISM forcing for paleo experiments and for mid/long-term future projections. Although we have some confidence in temperature anomalies (e.g. isotopic content), accumulation is less constrained, being a joint result of both near surface air temperature and precipitation. Differences between each individual atmospheric dataset and the FE09 dataset in term of July temperature and annual mean precipitation on the ISM grid are available in the supplementary material.

Considering that ISM dynamical parameters and basal conditions are identical in all simulations, the spread of resulting topographies only results from differences in near surface air temperature and precipitation. In order to distinguish the effect of the two fields, we repeated the previous standard experiments (Table 1), but replaced the precipitation fields by the reference of Ettema et al. (2009). Thus, in the following, the terms “too cold/warm/dry/wet” refer to the deviation from this simulation.

This approach is different from the simple comparison for all atmospheric models as performed in the previous section because it enables us to compare the atmospheric differences in terms of ice-sheet response. For example, a warm bias at an ice stream terminus is likely to have a higher impact than the same bias in a slowly moving area. Thus, this section first aims at measuring the impact of the regional differences of climate models from a glaciological point of view. We also aim at determining the key variable (temperature or precipitation) explaining the spread of ISM simulated volume amongst the atmospheric models.

Let us note dV_0 , the volume variation (simulated minus present day observations) at the end of the 20 kys FE09 simulation. For each atmospheric model i of Table 1, let us note dV_i , the volume variation of the standard ISM experiment and dV'_i , the volume variation for the simulation where precipitation fields have been replaced by the one of Ettema et al. (2009).

Given these anomalies of volume, six cases are possible. The first family of results corresponds to a standard simulated volume lower than the reference, $dV_i < dV_0$. This neg-

ative anomaly can be due to conditions which are too dry or/and too warm. Three sub cases can be identified:

- $dV_i < dV'_i < dV_0$: the use of the Ettema et al. (2009) precipitation map increases the simulated volume, which however stays below the reference one. The considered dataset is consequently too dry ($dV'_i > dV_i$) but also too warm ($dV_0 > dV'_i$).
- $dV_i < dV_0 < dV'_i$: as for the previous case, the use of the Ettema et al. (2009) precipitation map increases the simulated volume, but here the final volume anomaly is greater than the reference one. The considered dataset is consequently too dry ($dV'_i > dV_i$) and too cold ($dV'_i > dV_0$).
- $dV'_i < dV_i < dV_0$: the simulated volume is even lower with the use of the Ettema et al. (2009) precipitation map. The considered dataset is consequently too wet ($dV_i > dV'_i$) and too warm ($dV_0 > dV'_i$). This case indicates a much warmer atmospheric model, because even if it is wetter, the ISM simulated volume is still below the reference volume.

The second family of results corresponds to a simulated volume greater than the reference, $dV_i > dV_0$. This negative anomaly can be due to too wet conditions or/and to too cold conditions. Again three sub cases can be identified:

- $dV'_i > dV_i > dV_0$: the use of the Ettema et al. (2009) precipitation map increases the simulated volume, enhancing the positive volume anomaly. The considered dataset is consequently too dry ($dV'_i > dV_i$) and too cold ($dV'_i > dV_0$). Note that this case suggests that the atmospheric model is strongly cold biased, because even if it is drier, the ISM simulated volume is still above the reference volume.
- $dV_i > dV'_i > dV_0$: in this case, the use of the Ettema et al. (2009) precipitation map decreases the simulated volume, which still stays however above the reference level. The considered dataset is consequently too wet ($dV_i > dV'_i$) and too cold ($dV'_i > dV_0$).
- $dV_i > dV_0 > dV'_i$: as for the previous case, the use of the Ettema et al. (2009) precipitation map decreases the simulated volume, which becomes lower than the reference one. The considered dataset is consequently too wet ($dV_i > dV'_i$) and too warm ($dV_0 > dV'_i$).

The relative importance of temperature and precipitation can be evaluated considering the difference between the simulated volumes. When the value of dV'_i is close enough to dV_0 , it means the precipitation is the key factor, and temperature is secondary. On the other hand, when dV'_i and dV_i are similar, temperature has to be considered as the key factor.

According to this classification and with the simulated volume variations plotted in Figure 9, we can identify the main bias of the atmospheric models in terms of glaciological response and the key variable for the North and South regions (see Table 3).

The warm models generally retreat in the North, even if they often present a relatively high anomaly of precipitation. For instance, the two models presenting a collapse of the northern part, ERA40 and REMO, present a warm bias and the deviation of volume is attributable to the temperature only. It seems that the deviation of volume amongst the models is mainly attributable to air temperature in the North (3 out of 8 cases for near surface temperature, 0 out of 8 for precipitation) and precipitation in the South (3 out of 8 for precipitation, 1 out of 8 for near surface temperature).

Hence the northern region appear as highly sensitive to air temperature and is prone to large volume changes than the southern region. Therefore, we want to investigate whether a given warm bias in the North is equivalent to the same given warm bias in the South. This question is investigated in the next section.

3.4 Sensitivity of the ISM to the July temperature

Figure 10 presents the anomaly of gained and lost volume for the different regions against the mean July temperature in the corresponding region for each of the eight forcing datasets. We distinguish short-term (500 yrs) and long-term responses (20 kys) in volume anomaly. Each position on the temperature axis corresponds to a specific climatic dataset. There is a wide spread in North region temperature among the models: the range of the simulated temperatures over the northern region is 10 °C, while it is less than 5 °C for the southern region. In the South for both short-term and long-term response, the volume loss, which is close to 0 in most cases, is insensitive to an increase in temperature. The volume gain in this region, however, increases with rising temperatures on the short-term, but decreases slightly with increasing temperatures on the long-term.

In the North, for both the short-term and long-term responses, an increase of mean July temperature implies a decrease of volume gain and increase of volume loss. In the long-term response, we can observe a kind of threshold on the July temperature around -2 °C, above which the volume loss increases drastically. The medium region is intermediate, responding more like the North in the short-term and more like the South for the volume loss in the long-term.

3.5 Sensitivity to topographic lapse rate

Independently from the climatic datasets, we have also tested the effect of the altitude-temperature-precipitation feedback. We performed again the set of 8 experiments (Table 1) in the

exact same conditions, except that the lapse rate correction is switched off. In these conditions, temperature and precipitations stay constant during all of the simulation.

The evolution of the difference of ice volume in the no-lapse rate experiment with respect to the standard correction experiment for South and North regions is presented in Figure 11. The two regions present a completely different response.

In the South, all the models present a lower value of the volume anomaly in the no-lapse rate experiment than in the standard one. Considering that this volume anomaly is systematically positive in this region (see Figure 7A), the no-lapse rate experiments present a better agreement with the initial state. As we already mentioned, the ISM is not adapted to reproduce steep slopes such as those observed in the South. The resulting spread leads to an increase of the elevation in the peripheral area, initially in the ablation zone, but with a high value of precipitation. With the topographic lapse rate correction, the ISM turns this warm very high precipitation zone into a mild/cold high precipitation zone. The resulting displacement of the equilibrium line is hence a direct consequence of the downscaling method and of the resolution of the ISM.

In the North, all the simulations present a bigger ice sheet in the no-lapse rate experiment. The only exception is IPSL, i.e. the only model that retreats and has a cold and dry bias. For this model, the dry anomaly causes a global thinning of the ice sheet. A warming and a consequent increase of precipitation is observed when the feedback is taken into account. Two experiments (REMO and ERA40) present a huge difference between no-lapse rate and standard experiment. Those two models present a collapse of the North of the GIS (see Figure 6A) in the standard experiment but in the no-lapse rate, the ice sheet stabilises and is still present at the end of the run. The lapse rate correction accelerates and thus accentuates the retreat.

The datasets presenting a volume increase in the North (MAR and CNRM) produce a slightly bigger volume when the feedback is switched-off. This is mainly due to the cold bias already in those datasets (see Sect. 3.3), allowing an advance of the ice over what is normally tundra zone.

We can conclude that the lapse rate correction is an important driver for the datasets with temperature as a predominant variable, accentuating the biases (North case). However, when precipitation is the driver, the lapse rate correction tends to reduce the deviation (South case). It also appears that we cannot neglect the topographic correction for simulations lasting more than a thousand years.

4 Conclusions

In face of the uncertainties on future climate, we need to develop tools to predict the coupled climate ice sheet evolution for the coming centuries. A first step in this

development should be the validation of the uncoupled approach and to do so, we have proposed here a sensitivity study of an ice sheet model (ISM) to atmospheric fields. We have applied several climatic datasets as climate forcing to an ISM in climatic steady state experiments. We have shown major discrepancies in the resulting simulated ice sheets due to the tendency of the ISM to integrate the biases in the atmospheric forcings. Apart from the numerical and physical differences among the climate models, the model resolution also has an impact on the biases of the analyzed cases. With the ISM presented here, which implies an interpolation of the forcing fields, we do not find a systematic difference between regional climate models and global GCMs. Nonetheless, some models seem to be inappropriate for absolute forcing. For these models, we suggest the use of an anomaly method, in which the ISM is forced with the best available present day climatology plus anomalies computed by the climate model as a perturbation, instead.

Although July temperature seems to be the major driver of the ISM behaviour, in particular in the northern part of the GIS, precipitation may also play an important role, in particular in the South. We have shown that the North of Greenland is more sensitive to temperature anomalies than the South and we suspect that major changes are likely to occur there in a warmer climate. The South seems to be relatively stable and almost insensitive to July temperature. This conclusion is in contradiction with the works of Cuffey and Marshall (2000); Otto-Bliesner et al. (2006); Robinson et al. (2011), but well agree with Stone et al. (2010); Greve et al. (2011); Born and Nisancioglu (2011); Fyke et al. (2011). The discrepancy between the definition of the sensitive region may be due to the SMB calculation procedure employed, the PDD method enhancing the changes in a warmer climate compared to more physically based calculation (Solgaard and Langen, 2012). The bedrock map used can also greatly affect the results (Stone et al., 2010).

The topographic lapse rate of the ISM atmospheric correction can play an important role in simulations lasting several thousand years, even though it is of second order compared to atmospheric model biases. The current ISM is unable to reproduce precisely the southern ice sheet topography because it does not take the very fine scale processes occurring in this region into account. To improve on this, the ISM requires very fine resolution atmospheric forcing fields and the use of better downscaling techniques (as proposed by Gallée et al., 2011).

Acknowledgements. We thank CISM for providing the datasets of Shapiro and Ritzwoller (2004); Joughin et al. (2010); Burgess et al. (2010); van der Veen et al. (2001). Janneke Ettema, Jan van Angelen and Michiel van den Broeke (IMAU, Utrecht University) are thanked for providing RACMO2 climate fields. We thank Konrad Steffen and the DMI for providing temperature data for the Greenland weather stations. Aurélien Quiquet is supported

by the ANR project NEEM-France. NEEM is directed and organized by the Center of Ice and Climate at the Niels Bohr Institute and US NSF, Office of Polar Programs. It is supported by funding agencies and institutions in Belgium (FNRS-CFB and FWO), Canada (NRCan/GSC), China (CAS), Denmark (FIST), France (IPEV, CNRS/INSU, CEA and ANR), Germany (AWI), Iceland (RannIs), Japan (NIPR), Korea (KOPRI), The Netherlands (NWO/ALW), Sweden (VR), Switzerland (SNF), United Kingdom (NERC) and the USA (US NSF, Office of Polar Programs). Heinz-Jürgen Punge is supported by the European commission FP7 project 226520 COMBINE and the ANR project NEEM-France. This work was supported by funding from the ice2sea programme from the European Union 7th Framework Programme, grant number 226375. Ice2sea contribution number ice2sea066.

References

- Amante, C. and Eakins, B.: ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, p. 19 pp., 2009.
- Bamber, J. L., Layberry, R. L., and Gogineni, S. P.: A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet 1. Measurement, data reduction, and errors, *Journal of Geophysical Research*, 106, PP. 33,773–33,780, doi:200110.1029/2001JD900054, 2001.
- Bintanja, R., van de Wal, R. S. W., and Oerlemans, J.: Global ice volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice-dynamical model, *Quaternary International*, 95–96, 11–23, doi:10.1016/S1040-6182(02)00023-X, 2002.
- Born, A. and Nisancioglu, K.: Melting of Northern Greenland during the last interglacial, *The Cryosphere Discussions*, 5,, 3517–3539, doi:10.5194/tcd-5-3517-2011, 2011.
- Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G.: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38, 13–22, 1992.
- Bueler, E. and Brown, J.: Shallow shelf approximation as a ?sliding law? in a thermomechanically coupled ice sheet model, *Journal of Geophysical Research*, 114, 21 PP., doi:200910.1029/2008JF001179, 2009.
- Burgess, E. W., Forster, R. R., Box, J. E., Mosley-Thompson, E., Bromwich, D. H., Bales, R. C., and Smith, L. C.: A spatially calibrated model of annual accumulation rate on the Greenland Ice Sheet (1958–2007), *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 115, 2004, doi:10.1029/2009JF001293, 2010.
- Cappelen, J., Laursen, E. V., Jørgensen, P. V., and Kern-Hansen, C.: DMI Monthly Climate Data Collection 1768–2009, Denmark, The Faroe Islands and Greenland, DMI Technical Report, 10–05, 2011.
- Charbit, S., Ritz, C., and Ramstein, G.: Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat: : sensitivity to physical mechanisms involved during the Last Deglaciation, *Quaternary Science Reviews*, 21, 243–265, doi:10.1016/S0277-3791(01)00093-2, 2002.
- Charbit, S., Ritz, C., Philippon, G., Peyaud, V., and Kageyama, M.: Numerical reconstructions of the Northern Hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle, *Climate of the Past*, 3, 15–37, 2007.
- Cuffey, K. M. and Marshall, S. J.: Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet, *Nature*, 404, 591–594, 2000.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., and Jouzel, J.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218–220, 1993.
- Driesschaert, E., Fichefet, T., Goosse, H., Huybrechts, P., Janssens, I., Mouchet, A., Munhoven, G., Brovkin, V., and Weber, S. L.: Modeling the influence of Greenland ice sheet melting on the Atlantic meridional overturning circulation during the next millennia, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L10 707, doi:10.1029/2007GL029516, 2007.
- Ettema, J., van den Broeke, M. R., van Meijgaard, E., van de Berg, W. J., Bamber, J. L., Box, J. E., and Bales, R. C.: Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 36, 12 501, doi:10.1029/2009GL038110, 2009.
- Fausto, R. S., Ahlstrøm, A. P., van As, D., Bøggild, C. E., and Johnsen, S. J.: A new present-day temperature parameterization for Greenland, *Journal of Glaciology*, 55, 95–105, doi:10.3189/002214309788608985, 2009.
- Fettweis, X.: Reconstruction of the 1979–2006 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model MAR, *The Cryosphere*, 1, 21–40, doi:10.5194/tc-1-21-2007, 2007.
- Fettweis, X., Tedesco, M., van den Broeke, M., and Ettema, J.: Melting trends over the Greenland ice sheet (1958?2009) from spaceborne microwave data and regional climate models, *The Cryosphere*, 5, 359–375, doi:10.5194/tc-5-359-2011, 2011.
- Franco, B., Fettweis, X., Erpicum, M., and Nicolay, S.: Present and future climates of the Greenland ice sheet according to the IPCC AR4 models, *Climate Dynamics*, 36, 1897–1918, 10.1007/s00382-010-0779-1, 2011.
- Fyke, J. G., Weaver, A. J., Pollard, D., Eby, M., Carter, L., and Mackintosh, A.: A new coupled ice sheet/climate model: description and sensitivity to model physics under Eemian, Last Glacial Maximum, late Holocene and modern climate conditions, *Geoscientific Model Development*, 4, 117–136, doi:10.5194/gmd-4-117-2011, 2011.
- Gallée, H., Guyomarc’h, G., and Brun, E.: Impact Of Snow Drift On The Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance: Possible Sensitivity To Snow-Surface Properties, *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 1–19, 2001.
- Gallée, H., Agosta, C., Gentil, L., Favier, V., and Krinner, G.: A Downscaling Approach Toward High-Resolution Surface Mass Balance Over Antarctica, *Surveys in Geophysics*, 32, 507–518, doi:10.1007/s10712-011-9125-3, 2011.
- Graversen, R. G., Drijfhout, S., Hazeleger, W., van de Wal, R., Bintanja, R., and Helsen, M.: Greenland’s contribution to global sea-level rise by the end of the 21st century, *Climate Dynamics*, 37, 1427–1442, 2010.
- Greve, R.: Application of a polythermal three-dimensional ice sheet model to the Greenland ice sheet: Response to steady-state and transient climate scenarios, *Journal of Climate*, 10, 901–918, doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0901:AOAPTD>2.0.CO;2, 1997.
- Greve, R.: Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 42, 424–432, 2005.
- Greve, R., Saito, F., and Abe-Ouchi, A.: Initial results of the SeaRISE numerical experiments with the models SICOPOLIS and ICIES for the Greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 52,

- 23–30, 2011.
- Hebeler, F., Purves, R. S., and Jamieson, S. S. R.: The impact of parametric uncertainty and topographic error in ice-sheet modelling, *Journal of Glaciology*, 54, 899–919, 2008.
- Helsen, M. M., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M. R., van de Berg, W. J., and Oerlemans, J.: Towards direct coupling of regional climate models and ice sheet models by mass balance gradients: application to the Greenland Ice Sheet, *The Cryosphere Discussions*, 5, 2115–2157, 2011.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J., Fairhead, L., Filiberti, M., Friedlingstein, P., Grandpeix, J., Krinner, G., Levan, P., Li, Z., and Lott, F.: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Climate Dynamics*, 27, 787–813, doi:10.1007/s00382-006-0158-0, 2006.
- Hubbard, A., Bradwell, T., Golledge, N., Hall, A., Patton, H., Sugden, D., Cooper, R., and Stoker, M.: Dynamic cycles, ice streams and their impact on the extent, chronology and deglaciation of the British-Irish ice sheet, *Quaternary Science Reviews*, 28, 758–776, 2009.
- Hutter, K.: *Theoretical glaciology: material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets*, Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands, 1983.
- Huybrechts, P.: The present evolution of the Greenland ice sheet: an assessment by modelling, *Global and Planetary Change*, 9, 39–51, doi:10.1016/0921-8181(94)90006-X, 1994.
- Huybrechts, P.: Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quaternary Science Reviews*, 21, 203–231, doi:10.1016/S0277-3791(01)00082-8, 2002.
- Jacob, D. and Podzun, R.: Sensitivity studies with the regional climate model REMO, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63, 119–129, doi:10.1007/BF01025368, 1997.
- Janssens, I. and Huybrechts, P.: The treatment of meltwater retardation in mass-balance parameterizations of the Greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 31, 133–140, 2000.
- Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Andersen, U., Andersen, K. K., Hvidberg, C. S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J. P., Shoji, H., and E. Sveinbjørnsdóttir, White, J., Jouzel, J., and Fisher, D.: The 180 record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability, *Journal of Geophysical Research*, 102, PP. 26,397–26,410, doi:10.1029/97JC00167, 1997.
- Joughin, I., Smith, B. E., Howat, I. M., Scambos, T., and Moon, T.: Greenland flow variability from ice-sheet-wide velocity mapping, *Journal of Glaciology*, 56, 415–430, doi:10.3189/002214310792447734, 2010.
- Kageyama, M. and Valdes, P. J.: Impact of the North American ice-sheet orography on the Last Glacial Maximum eddies and snowfall, *Geophysical Research Letters*, 27, PP. 1515–1518, doi:10.1029/1999GL011274, 2000.
- Kageyama, M., Charbit, S., Ritz, C., Khodri, M., and Ramstein, G.: Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, *Geophysical Research Letters*, 31, 24 203, 2004.
- Kirchner, N., Greve, R., Stroeve, A. P., and Heyman, J.: Paleoglaciological reconstructions for the Tibetan Plateau during the last glacial cycle: evaluating numerical ice sheet simulations driven by GCM-ensembles, *Quaternary Science Reviews*, 30, 248–267, 2011.
- Krinner, G. and Genthon, C.: GCM simulations of the Last Glacial Maximum surface climate of Greenland and Antarctica, *Climate Dynamics*, 14, 741–758, doi:10.1007/s003820050252, 1998.
- Krinner, G. and Genthon, C.: Altitude dependence of the ice sheet surface climate, *Geophysical Research Letters*, 26, 2227–2230, doi:10.1029/1999GL900536, 1999.
- Layberry, R. L. and Bamber, J. L.: A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet 2. Relationship between dynamics and basal topography, *Journal of Geophysical Research*, 106, PP. 33,781–33,788, doi:10.1029/2001JD900053, 2001.
- Lefebvre, F., Gallée, H., van Ypersele, J., and Huybrechts, P.: Modelling of large-scale melt parameters with a regional climate model in south Greenland during the 1991 melt season, *Annals of Glaciology*, 35, 391–397, doi:10.3189/172756402781816889, 2002.
- Letréguilly, A., Reeh, N., and Huybrechts, P.: The Greenland ice sheet through the last glacial-interglacial cycle, *Global and Planetary Change*, 4, 385–394, doi:10.1016/0921-8181(91)90004-G, 1991.
- Lliboutry, L. and Duval, P.: Various isotropic and anisotropic ices found in glaciers and polar ice caps and their corresponding rheologies, *Annales geophysicae*, 3, 207–224, 1985.
- Ma, Y., Gagliardini, O., Ritz, C., Gillet-Chauvet, F., Durand, G., and Montagnat, M.: Enhancement factors for grounded ice and ice shelves inferred from an anisotropic ice-flow model, *Journal of Glaciology*, 56, 805–812, 2010.
- MacAyeal, D. R.: Large-Scale Ice Flow Over a Viscous Basal Sediment: Theory and Application to Ice Stream B, Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 94, PP. 4071–4087, doi:10.1029/JB094iB04p04071, 1989.
- Marshall, S. J. and Clarke, G. K. C.: Ice sheet inception: sub-grid hypsometric parameterization of mass balance in an ice sheet model, *Climate Dynamics*, 15, 533–550, doi:10.1007/s003820050298, 1999.
- Marsiat, I.: Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle: experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to zonally averaged climate model, *Paleoclimates*, 1, 59–98, 1994.
- Marti, O., Braconnot, P., Dufresne, J., Bellier, J., Benshila, R., Bony, S., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Codron, F., Noblet, N., Denvil, S., Fairhead, L., Fichet, T., Foujols, M., Friedlingstein, P., Goosse, H., Grandpeix, J., Guilyardi, E., Hourdin, F., Idelkadi, A., Kageyama, M., Krinner, G., Lvy, C., Madec, G., Mignot, J., Musat, I., Swingedouw, D., and Talandier, C.: Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution, *Climate Dynamics*, 34, 1–26, doi:10.1007/s00382-009-0640-6, 2010.
- Meehl, G. A., Stocker, T. F., Collins, W. D., Friedlingstein, P., Gaye, A. T., Gregory, J. M., Kitoh, A., Knutti, R., Murphy, J. M., Noda, A., Raper, S. C. B., Watterson, I. G., Weaver, A. J., and Zhao, Z.-C.: Global climate projections, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge Univ. Press, 2007.

- Otto-Bliesner, B. L., Marshall, S. J., Overpeck, J. T., Miller, G. H., and Hu, A.: Simulating Arctic Climate Warmth and Icefield Retreat in the Last Interglaciation, *Science*, 311, 1751–1753, 2006.
- Peyaud, V., Ritz, C., and Krinner, G.: Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets: role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes, *Climate of the Past Discussions*, 3, 221–247, doi:10.5194/cp-3-375-2007, 2007.
- Philippson, G., Ramstein, G., Charbit, S., Kageyama, M., Ritz, C., and Dumas, C.: Evolution of the Antarctic ice sheet throughout the last deglaciation: A study with a new coupled climate–north and south hemisphere ice sheet model, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 750–758, doi:10.1016/j.epsl.2006.06.017, 2006.
- Pollard, D.: A retrospective look at coupled ice sheet–climate modeling, *Climatic Change*, 100, 173–194, doi:10.1007/s10584-010-9830-9, 2010.
- Reeh, N.: Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland Ice Sheet, *Polarforschung*, 59, 113–128, 1991.
- Ridley, J., Gregory, J., Huybrechts, P., and Lowe, J.: Thresholds for irreversible decline of the Greenland ice sheet, *Climate Dynamics*, 35, 1049–1057, doi:10.1007/s00382-009-0646-0, 2010.
- Ridley, J. K., Huybrechts, P., Gregory, J. M., and Lowe, J. A.: Elimination of the Greenland Ice Sheet in a High CO₂ Climate, *Journal of Climate*, 18, 3409–3427, doi:10.1175/JCLI3482.1, 2005.
- Ritz, C., Lliboutry, L., and Rado, C.: Analysis of a 870 m deep temperature profile at Dome C, *Annals of Glaciology*, 3, 284–289, 1983.
- Ritz, C., Fabre, A., and Letréguilly, A.: Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Climate Dynamics*, 13, 11–23, doi:10.1007/s003820050149, 1997.
- Ritz, C., Rommelaere, V., and Dumas, C.: Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years: Implications for altitude changes in the Vostok region, *Journal of Geophysical Research*, 106, 31 943–31 964, 2001.
- Robinson, A., Calov, R., and Ganopolski, A.: Greenland ice sheet model parameters constrained using simulations of the Eemian Interglacial, *Clim. Past*, 7, 381–396, doi:10.5194/cp-7-381-2011, 2011.
- Salas-Mélia, D., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Gueremy, J. F., Marquet, P., Planton, S., Royer, J. F., and Tyteca, S.: Description and validation of the CNRM-CM3 global coupled model, CNRM working note, 103, 36pp., 2005.
- Shapiro, N. M. and Ritzwoller, M. H.: Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 213–224, doi:10.1016/j.epsl.2004.04.011, 2004.
- Sjolte, J., Hoffmann, G., Johnsen, S., Vinther, B., Masson-Delmotte, V., and Sturm, C.: Modeling the water isotopes in Greenland precipitation 1959–2001 with the meso-scale model REMO-iso, *Journal of Geophysical Research*, 116, D18 105, doi:10.1029/2010JD015287, 2011.
- Solgaard, A. M. and Langen, P. L.: Multistability of the Greenland ice sheet and the effects of an adaptive mass balance formulation, *Climate Dynamics*, in press, doi:10.1007/s00382-012-1305-4, 2012.
- Steffen, K., Box, J., and Abdalati, W.: Greenland Climate Network: GC-Net, Special report on glaciers, ice sheets and volcanoes, W.C. Colbeck (Ed.), Report 96-27103, 98?103, 1996.
- Stokes, C. R. and Clark, C. D.: Geomorphological criteria for identifying Pleistocene ice streams, *Annals of Glaciology*, 28, 67–74, 1999.
- Stone, E., Lunt, D., Rutt, I., and Hanna, E.: The effect of more realistic forcings and boundary conditions on the modelled geometry and sensitivity of the Greenland ice-sheet, *The Cryosphere Discuss*, 4, 233–285, doi:10.5194/tc-4-397-2010, 2010.
- Sturm, K., Hoffmann, G., Langmann, B., and Stichler, W.: Simulation of 18O in precipitation by the regional circulation model REMOiso, *Hydrological Processes*, 19, 3425–3444, doi:10.1002/hyp.5979, 2005.
- Swingedouw, D., Fichefet, T., Huybrechts, P., Goosse, H., Driesschaert, E., and Loutre, M.: Antarctic ice-sheet melting provides negative feedbacks on future climate warming, *Geophysical Research Letters*, 35, 4 PP., doi:10.1029/2008GL034410, 2008.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R.: Greenland glacial history and local geodynamic consequences, *Geophysical Journal International*, 150, 198–229, doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01702.x, 2002.
- Uppala, S. M., Kållberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Bechtold, V. D. C., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Berg, L. V. D., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., and Woollen, J.: The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176, 2005.
- van den Broeke, M., Smeets, P., Ettema, J., and Munneke, P. K.: Surface radiation balance in the ablation zone of the west Greenland ice sheet, *Journal of Geophysical Research*, 113, 1–14, doi:10.1029/2007JD009283, 2008.
- van den Broeke, M., Bus, C., Ettema, J., and Smeets, P.: Temperature thresholds for degree-day modelling of Greenland ice sheet melt rates, *Geophysical Research Letters*, 37, 5 PP., doi:10.1029/2010GL044123, 2010.
- van der Veen, C. J., Bromwich, D. H., Csatho, B. M., and Kim, C.: Trend surface analysis of Greenland accumulation, *Journal of Geophysical Research*, 106, 33 909–33 918, doi:10.1029/2001JD00156, 2001.
- Vizcaíno, M., Mikolajewicz, U., Gröger, M., Maier-Reimer, E., Schurgers, G., and Winguth, A. M. E.: Long-term ice sheet–climate interactions under anthropogenic greenhouse forcing simulated with a complex Earth System Model, *Climate Dynamics*, 31, 665–690, doi:10.1007/s00382-008-0369-7, 2008.
- Vizcaíno, M., Mikolajewicz, U., Jungclaus, J., and Schurgers, G.: Climate modification by future ice sheet changes and consequences for ice sheet mass balance, *Climate Dynamics*, 34, 301–324, doi:10.1007/s00382-009-0591-y, 2010.
- Yoshimori, M. and Abe-Ouchi, A.: Sources of spread in multi-model projections of the Greenland ice-sheet surface mass balance, *J. Climate*, doi:doi:10.1175/2011JCLI4011.1, 2012.

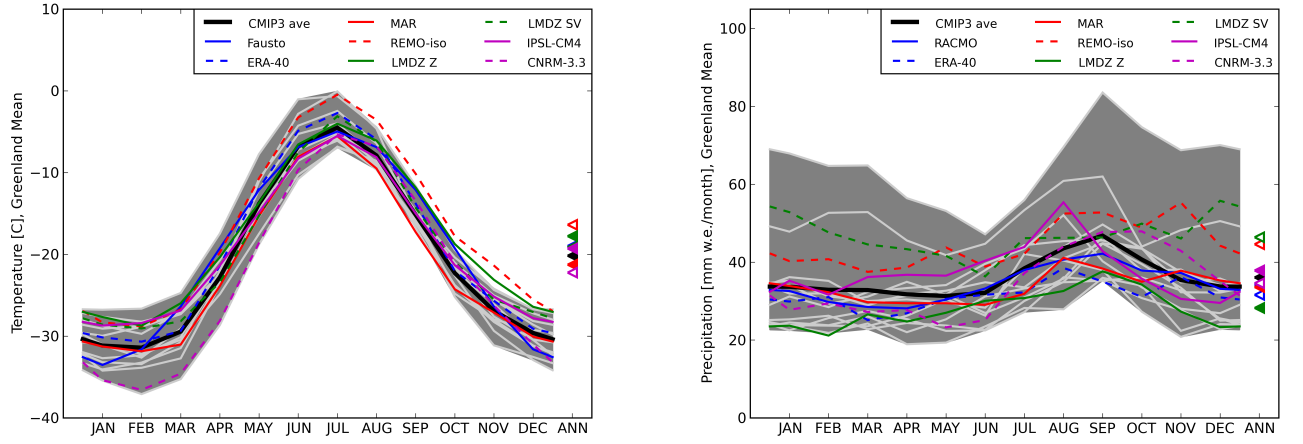


Fig. 1. Greenland mean seasonal cycle of near surface air temperature (in $^{\circ}\text{C}$, left panel) and precipitation (in millimeters of water equivalent per month, right panel) for the 8 forcing datasets used in this study (colored lines). Annual mean values are symbolised by triangles on the right. The grey, shaded area is the spread of 12 CMIP-3 models. Light grey and black lines respectively represent individual models and their mean.

Temperature JJA Mean [deg C]

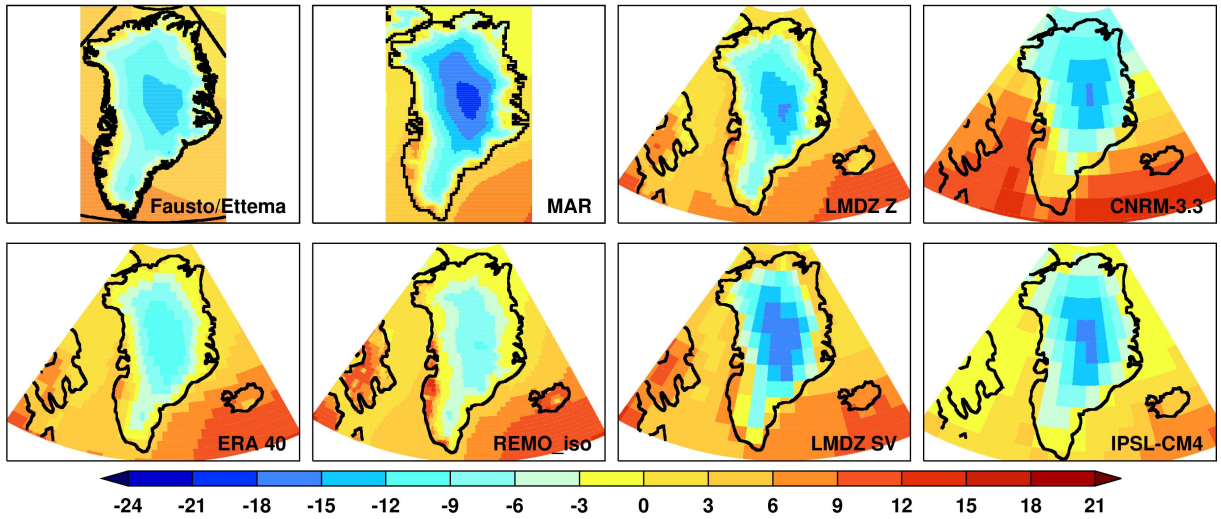


Fig. 2. Climatological (1980-1999) June-July-August mean 2 m temperature in the eight different climate models (in $^{\circ}\text{C}$).

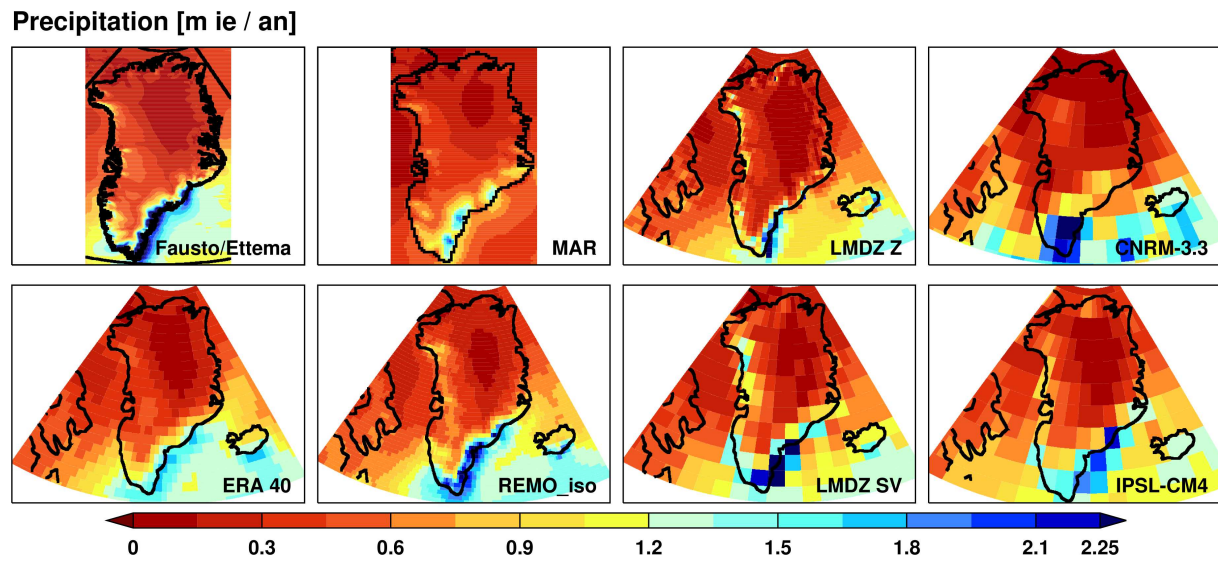


Fig. 3. Climatological (1980-1999) annual mean precipitation (solid + liquid) in the eight different climate models (in meter of ice equivalent).

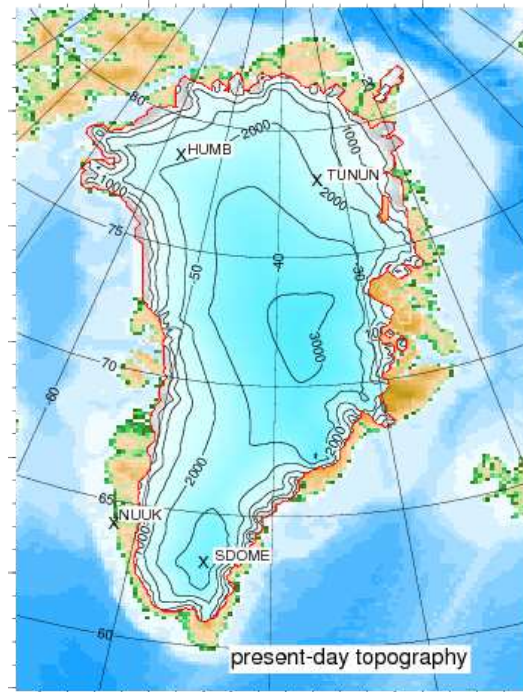


Fig. 4. Present day topography of the GIS with selected weather stations.

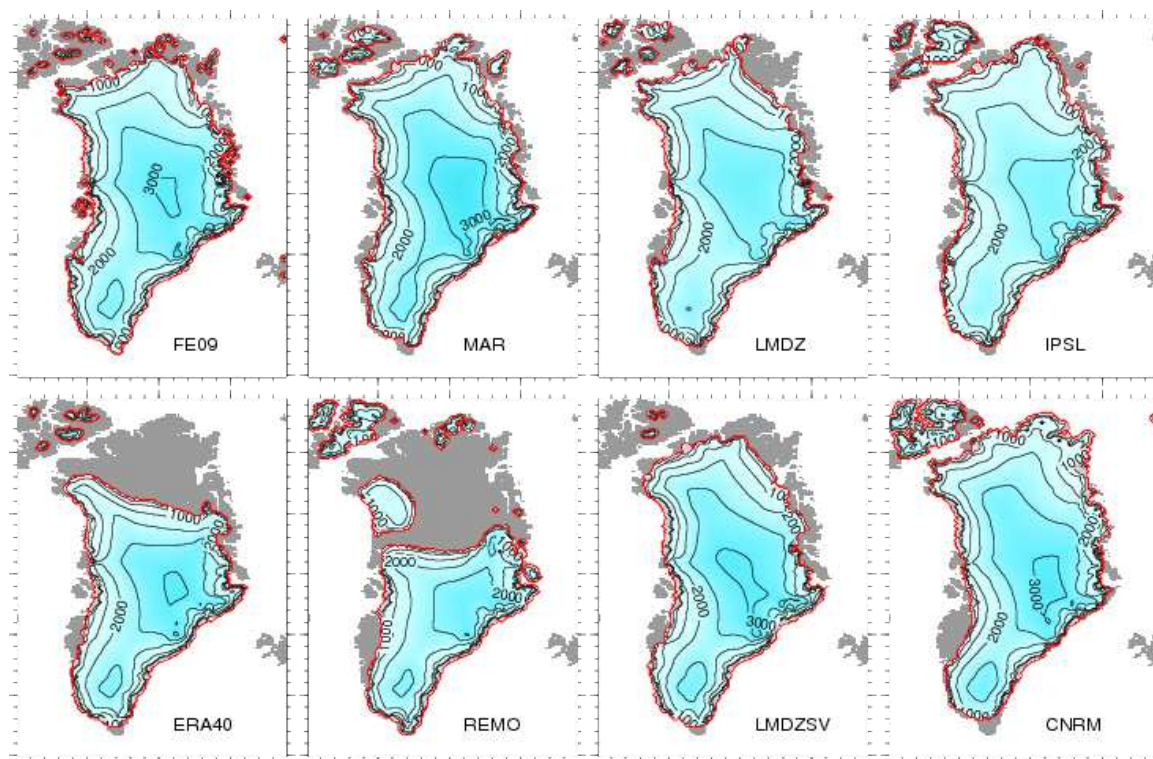


Fig. 5. Simulated topographies at the end of the 20 kyrs climatic steady state experiment.

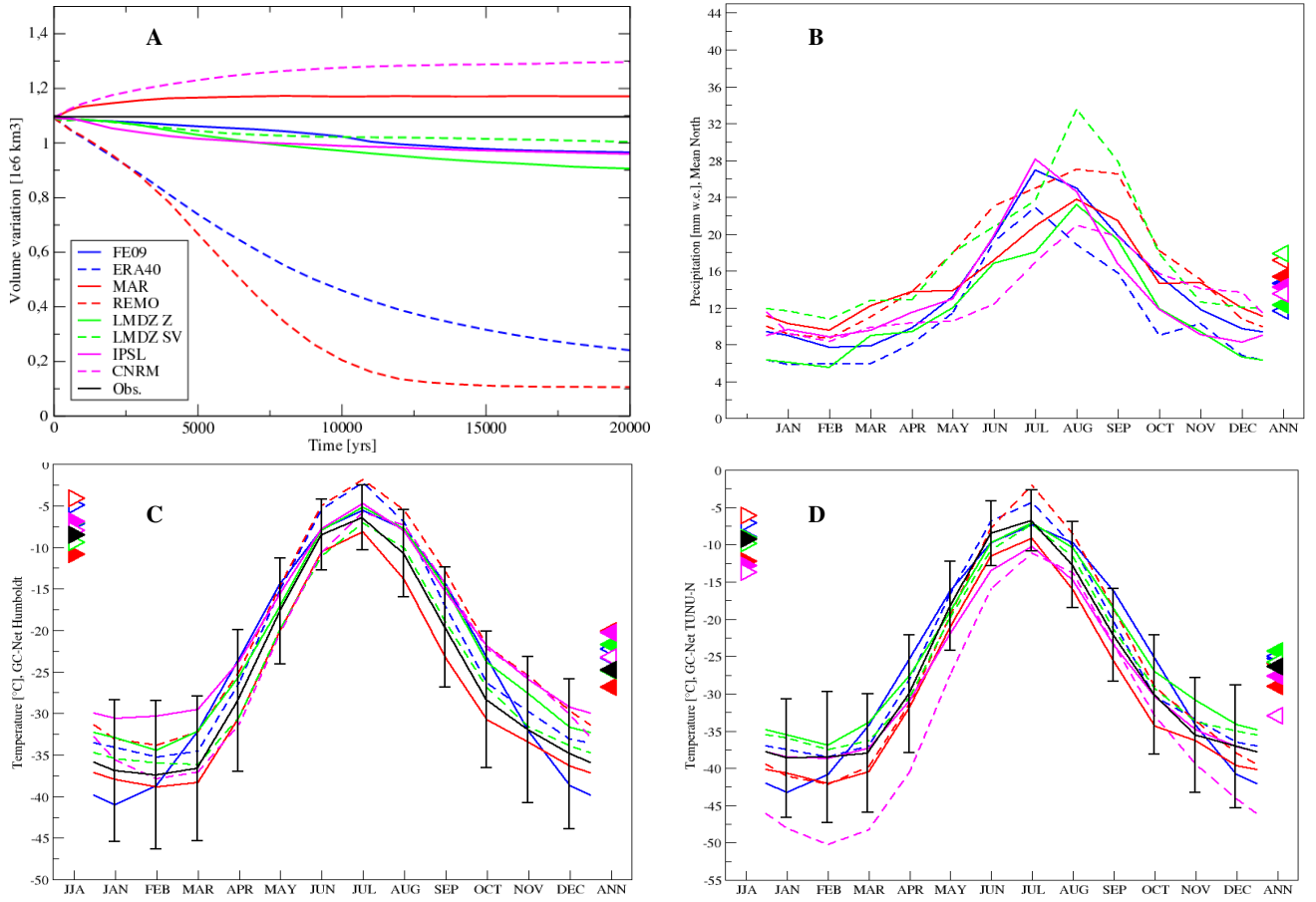


Fig. 6. North Greenland (latitude greater than 75°N) simulated ice volume evolution for each individual atmospheric model (A). Regional monthly mean precipitation for each individual atmospheric model (B), with annual mean values (triangles). Near surface air temperature of each individual atmospheric model and station climatology for Humboldt (C) and Tunu-N (D) (Steffen et al., 1996), with July temperature (left hand triangles) and annual mean temperature (right hand triangles). The black markers stand for the observations (initial regional ice volume and t2m stations measurement).

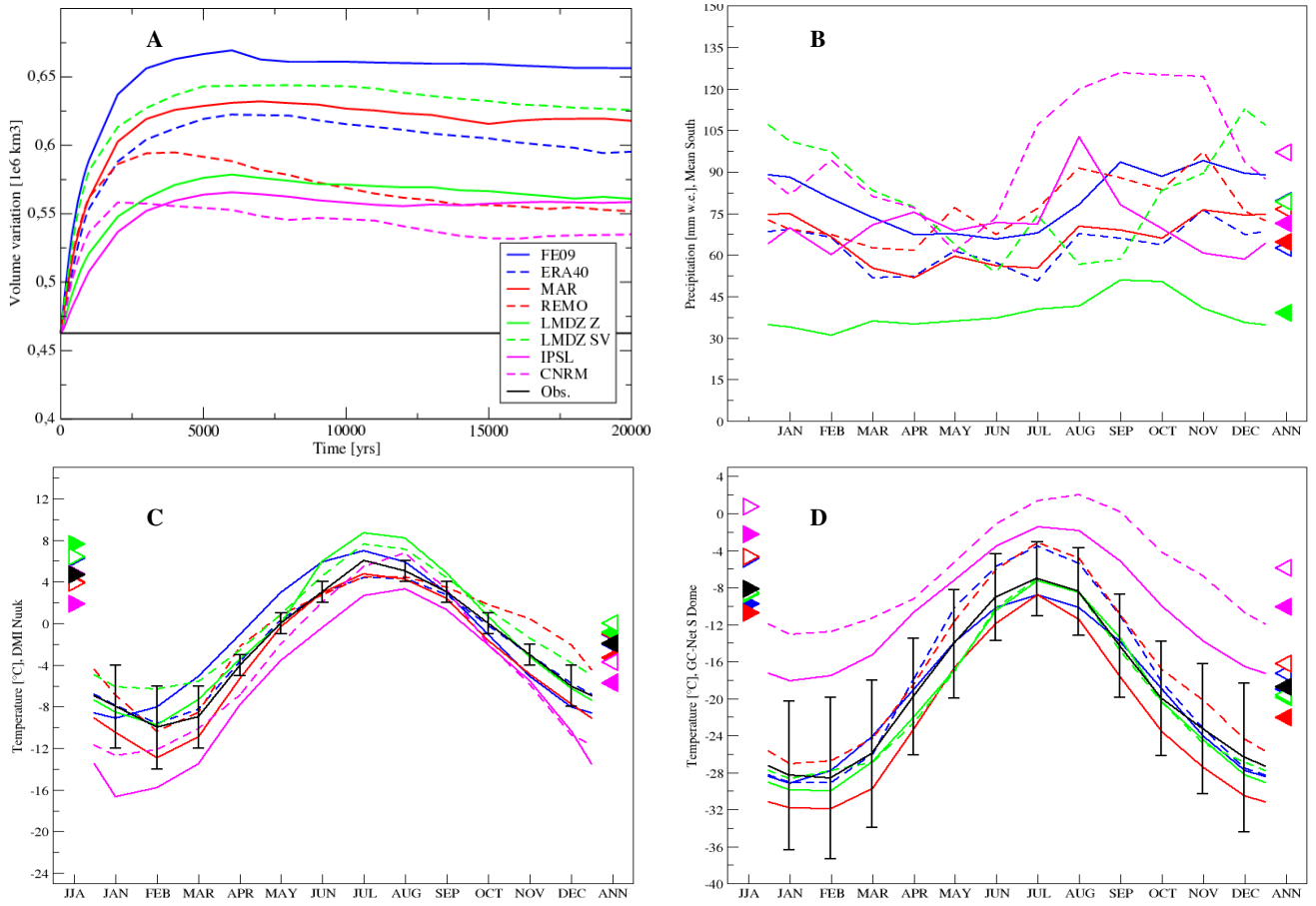


Fig. 7. South (latitude lower than 68°N) simulated volume evolution for each individual atmospheric model (A). Regional monthly mean precipitation for each individual atmospheric model (B), with annual mean values (triangles). Near surface air temperature of each individual atmospheric model and station climatology for Nuuk (C) (DMI) and South Dome (D) (Steffen et al., 1996), with July temperature (left-sided triangles) and annual mean temperature (right-sided triangles). The black markers stand for the observations (initial regional ice volume and 12m stations measurement).

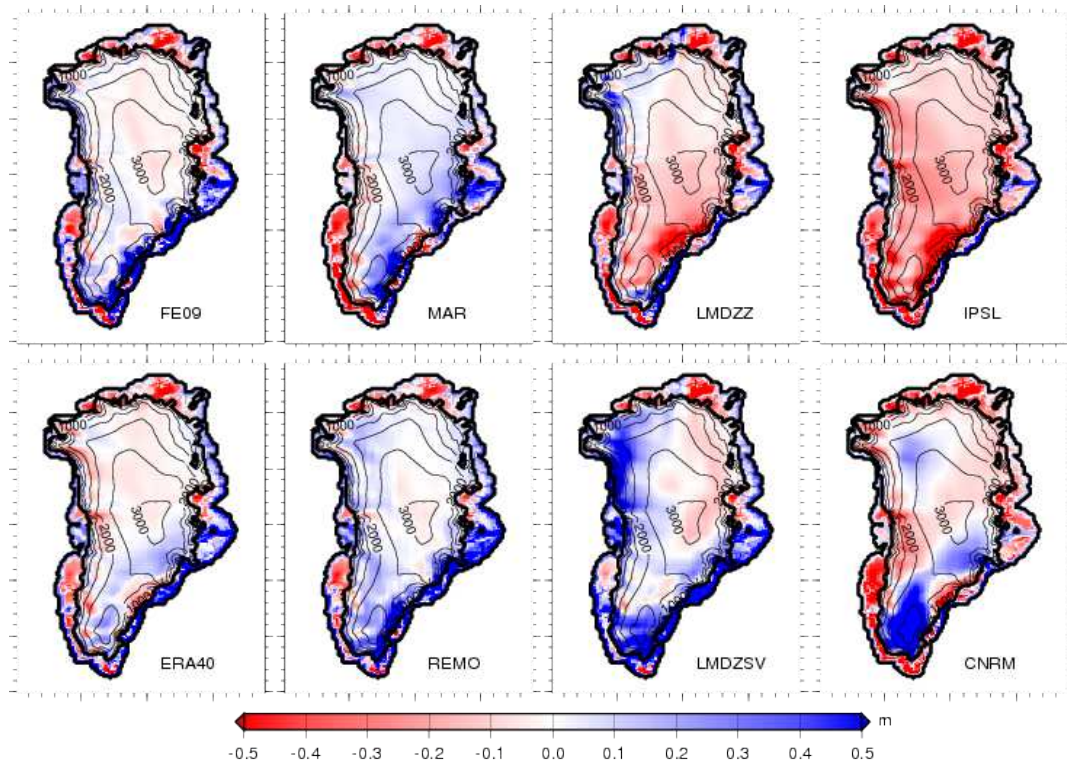


Fig. 8. Annual accumulation differences between ISM evaluation and observations field-based (Burgess et al., 2010; van der Veen et al., 2001) for each individual atmospheric dataset.

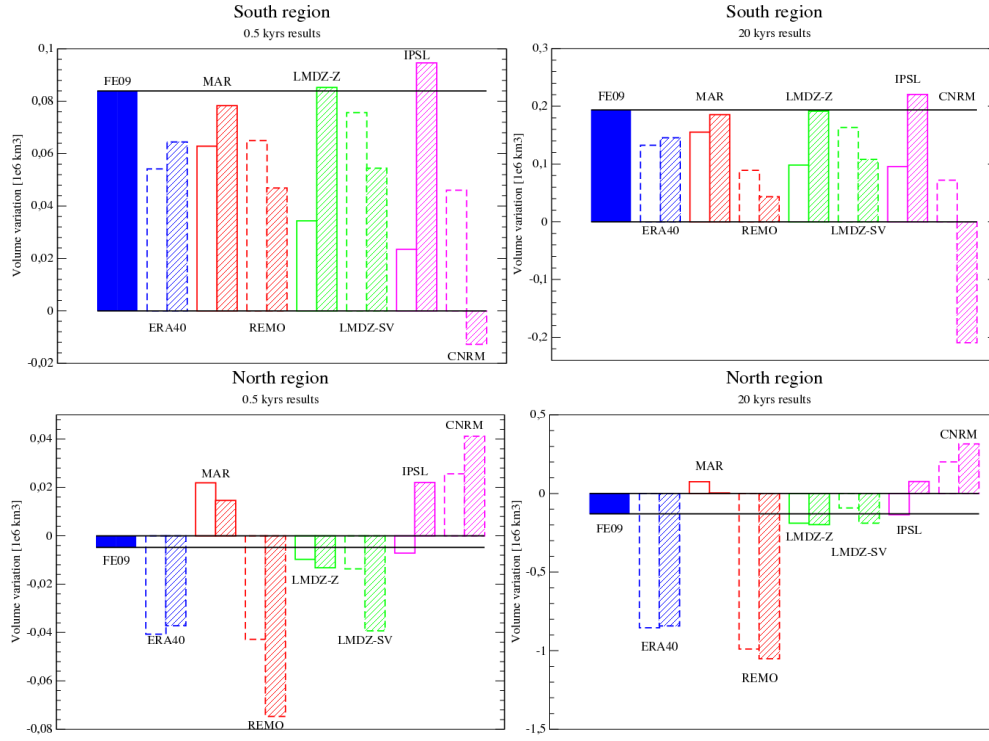


Fig. 9. Regional volume variation (simulated volume minus initial volume) for each model. Empty bars correspond to the standard volume variation (dV_i) and hatched bars correspond to the Ettema et al. (2009) precipitation map volume variation (dV'_i). The simulated reference volume corresponds to the first bar (dV_0 , FE09). The upper panel corresponds to the South region (latitude lower than 68 °N) at 0.5 kyr (left) and 20 kyr (right), and the lower panel corresponds to the North region (latitude greater than 75 °N) at 0.5 kyr (left) and 20 kyr (right).

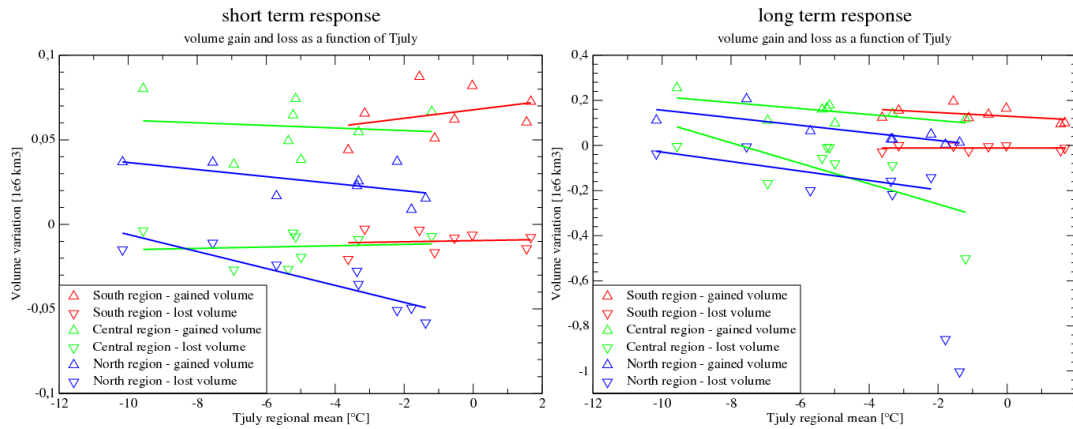


Fig. 10. Volume loss (down-pointing triangle) and gain (up-pointing triangle) as a function of July mean temperature. The tendency lines are also plotted (we omitted the two warmest models, ERA40 and REMO, for the tendency of the North volume loss on the long-term response). The lost (resp. gained) volume is defined as the sum of the negative (resp. positive) thickness variation multiplied by the ISM grid cell area. On the left, the volume deviations after 500 yrs simulation and, on the right, after 20 kyr simulation. Each pair of triangles (down and up-pointing) represent a particular atmospheric model.

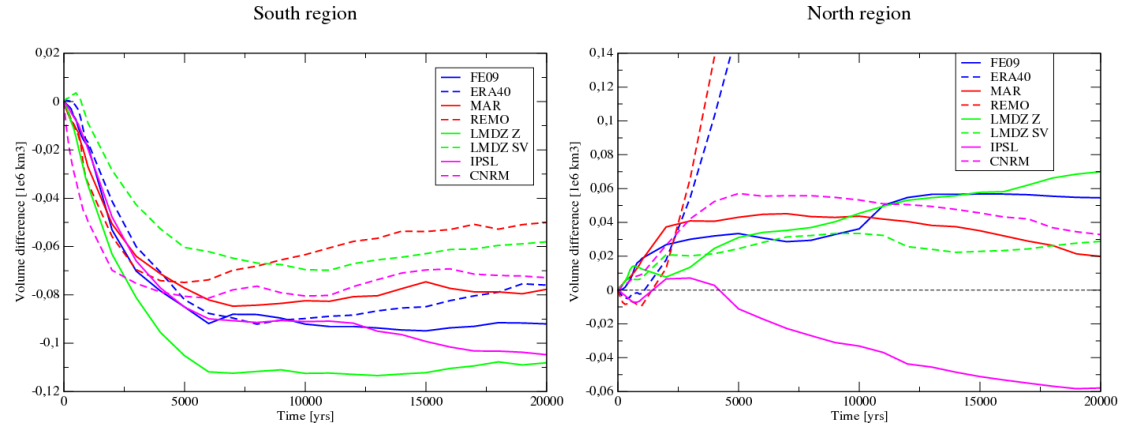


Fig. 11. Evolution of the difference between the no-lapse rate experiment minus the standard correction experiment. On the left, the South region (latitude lower than 68 °N) and on the right, the North region (latitude greater than 75 °N).

Table 1. Main characteristics of atmospheric datasets used for this study. Resolutions in ° approximated. *: for RACMO2/GR

DATASET	ATMOSPHERE RESOLUTION	LATERAL BOUNDS	OCEAN BOUND. CONDITIONS	REFERENCE
Fausto/Ettema FE09	Fausto (t2m), RACMO2/GR (precip.), 0.29 °x0.29 °, L40*	ERA40*	obs. derived ERA40*	Fausto et al. (2009) Ettema et al. (2009)
ERA-40	ERA40, 1.125 °x1.125 °, T159 L60	-	obs. derived HadISST/NCEP	Uppala et al. (2005)
MAR	MAR, 0.66 °x0.66 °	ERA40	obs. derived ERA40	Fettweis (2007)
REMO	REMO, 0.5 °x0.5 °, L19	ECHAM4	obs. derived ERA40	Sturm et al. (2005)
LMDZ-zoom	LMDZ4, 1.2 – 3.6 °x0.5 – 5.5 °, L19	-	obs. derived AMIP2	Krinner and Genthon (1998)
LMDZ-SISVAT	LMDZ4, 3.75 °x2.5 °, L19	-	obs. derived AMIP2	
IPSL-CM4	LMDZ4, 3.75 °x2.5 °, L19	-	coupled ORCA model	Marti et al. (2010)
CNRM-CM3.3	ARPEGE-Climat 3 1,9 °x1.9 °, T63 L45	-	coupled OPA 8 model	Salas-Mélia et al. (2005)

Table 2. Model parameters used in the GRISLI model for this study.

Variable	Identifier name	Value
Basal drag coefficient	β	1500 m.yr/Pa
SIA enhancement factor, Glen	E_3^{SIA}	3
SIA enhancement factor, linear	E_1^{SIA}	1
SSA enhancement factor, Glen	E_3^{SSA}	0.8
SSA enhancement factor, linear	E_1^{SSA}	1
Transition temperature of deformation, Glen	T_3^{trans}	$-6.5\text{ }^{\circ}\text{C}$
Activation energy below transition, Glen	Q_3^{cold}	$7.820\text{ }10^4\text{ J/mol}$
Activation energy above transition, Glen	Q_3^{warm}	$9.545\text{ }10^4\text{ J/mol}$
Transition temperature of deformation, linear	T_1^{trans}	$-10\text{ }^{\circ}\text{C}$
Activation energy below transition, linear	Q_1^{cold}	$4.0\text{ }10^4\text{ J/mol}$
Activation energy above transition, linear	Q_1^{warm}	$6.0\text{ }10^4\text{ J/mol}$
Topographic lapse rate, July	lr_{july}	$5.426\text{ }^{\circ}\text{C/km}$
Topographic lapse rate, annual	lr_{ann}	$6.309\text{ }^{\circ}\text{C/km}$
Precipitation ratio parameter	γ	$0.07\text{ }/^{\circ}\text{C}$
PDD standard deviation of daily temperature	σ	$5.0\text{ }^{\circ}\text{C}$
PDD ice ablation coefficient	C_{ice}	$8.0\text{ mm/day}/^{\circ}\text{C}$
PDD snow ablation coefficient	C_{snow}	$5.0\text{ mm/day}/^{\circ}\text{C}$

Table 3. Large scale biases of atmospheric datasets in respect to FE09, and key variable explaining the deviation of volume (bold).

Atmospheric dataset	Anomaly of temperature and precipitation South	Anomaly of temperature and precipitation North
ERA40	Warm	Warm
MAR	Warm and dry	Cold and wet
REMO	Warm and wet	Warm and wet
LMDZZ	Dry	Warm
LMDZSV	Warm and wet	Warm and wet
IPSL	Cold and dry	Cold and dry
CNRM	Strongly warm and wet	Strongly cold and dry

Large sensitivity of a Greenland ice sheet model to atmospheric forcing fields

Supplementary material

A. Quiquet¹, H. J. Punge², C. Ritz¹, X. Fettweis³, M. Kageyama², G. Krinner¹, D. Salas y Mélia⁴, and J. Sjolte⁵

¹UJF Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) UMR 5183, Grenoble, F-38041, France

²Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE), IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

³Département de Géographie, Université de Liège, Liège, Belgium

⁴CNRM-GAME, URA CNRS-Météo-France 1357, Toulouse, France

⁵Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, Copenhagen, Denmark

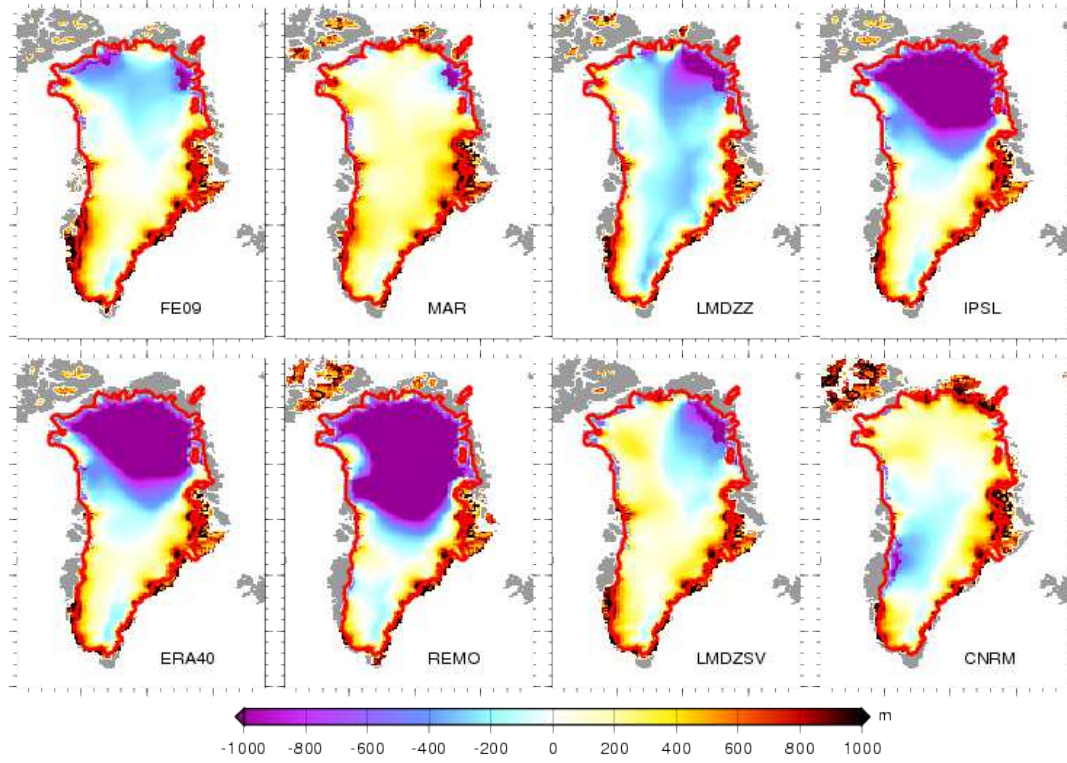


Fig. 1. Differences between simulated topography and observed topography for each individual atmospheric dataset.

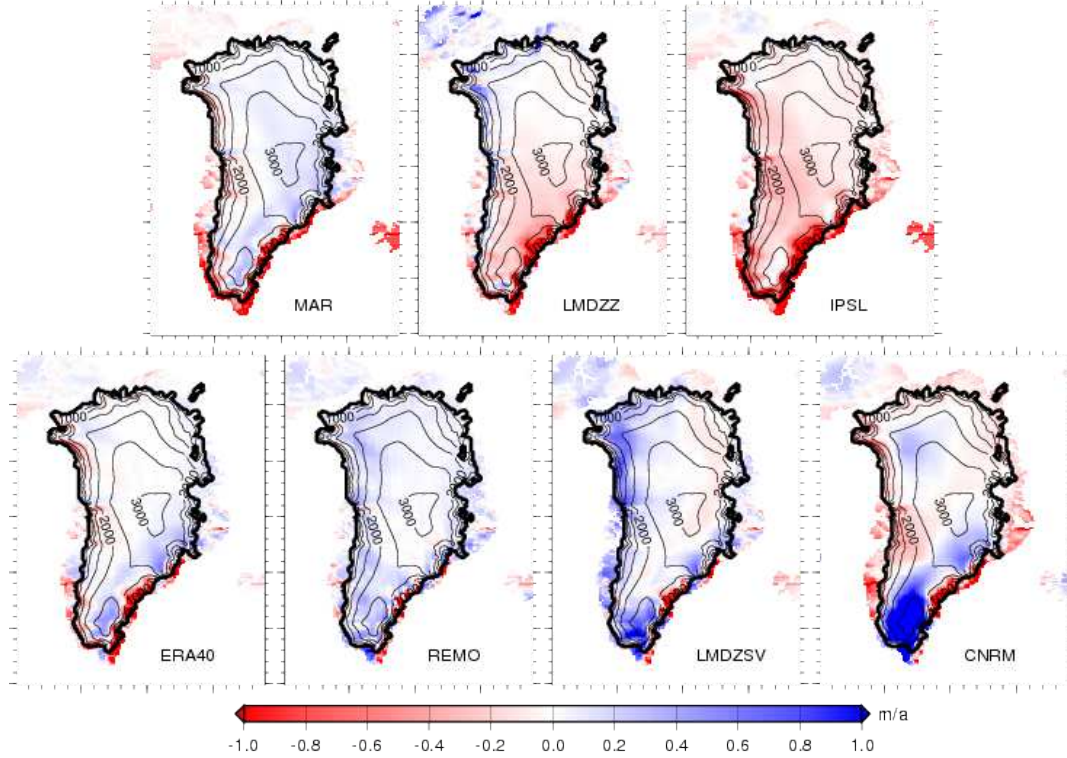


Fig. 2. Differences between each individual atmospheric dataset and FE09 dataset for the annual precipitation rate (in meter of ice equivalent).

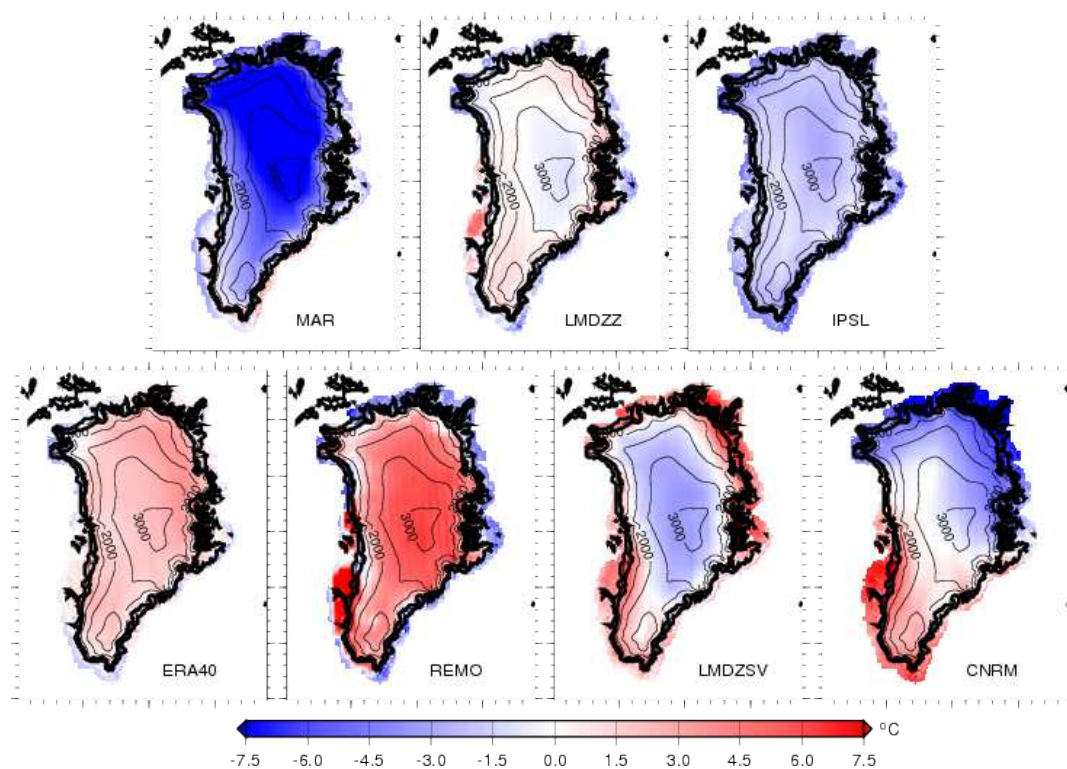


Fig. 3. Differences between each individual atmospheric dataset and FE09 dataset for the July near surface air temperature (in °C).

3.5 Bilan de chapitre

L'interface modèle de glace / atmosphère a été présentée au cours de ce chapitre. Nous avons décliné ainsi la hiérarchie des modèles d'atmosphère et comment ceux-ci peuvent être intégrés à la modélisation glaciologique. Les différences d'échelles spatiales et temporelles seront nécessairement toujours un enjeu : le modèle de glace présentant des temps de réaction aux alentours du millier d'années pour beaucoup de processus, le modèle de climat utilisé ne peut être couplé de manière synchrone qu'au prix d'une résolution spatiale très dégradée.

Nous avons également discuté des méthodes couramment employées pour le downscaling des champs atmosphériques sur la topographie du modèle de glace. Des processus physiques justifient le downscaling pour la température et la précipitation. C'est pourquoi ce sont généralement ces champs atmosphériques que l'on utilise lorsque les variations d'altitude sont susceptibles d'être importantes au cours de la simulation (donc dans toutes les expériences paléos et plus généralement les expériences dépassant 500 ans).

Une des évolutions majeures du modèle présenté au cours de ce travail est d'utiliser dorénavant uniquement les moyennes mensuelles des champs atmosphériques, en lieu et place des valeurs annuelles. Ceci se traduit par une meilleure prise en compte des effets de saisonnalité des précipitations et de la température. Ainsi, pour cette dernière, le passage aux valeurs mensuelles tend à augmenter la fonte comparativement à l'utilisation des données annuelles.

Un papier discutant de la sensibilité du modèle de glace au modèle de climat a été soumis au journal *The Cryosphere* en novembre. Il a été ainsi montré que la région nord du Groenland est bien plus sensible aux erreurs de représentation du climat que la région sud, qui elle est bien plus stable. Une des principales conclusions a également été que le modèle de glace est très sensible au modèle de climat utilisé et qu'un choix précis doit être fait avant l'utilisation de tel ou tel modèle. Ainsi, de part leurs biais importants, certains modèles ne sont pas appropriés pour une utilisation en "absolu" (où les champs de température et de précipitation sont directement utilisés). On préconise donc plutôt le choix du "meilleur modèle" (qui reste toujours à définir) auquel on appliquerait des perturbations déduites d'anomalie d'un autre modèle éventuellement.

Chapitre 4

Nos connaissances sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire et méthodologie de reconstruction

Sommaire

4.1	Données, interprétations et incertitudes	69
4.1.1	Les variations du niveau marin	69
4.1.2	L'extension passée de la calotte du Groenland	70
4.1.3	Les fleuves de glace dans le passé	71
4.1.4	Les variations de la température atmosphérique déduites des carottes de glace	72
4.1.5	Les enregistrements glaciaires en tant qu'indicateurs de la dynamique glaciaire passée	74
	Le fond des forages profonds	74
	Le Younger Dryas, fin de l'ère glaciaire	74
	L'épisode de Laschamp, excursion du pôle géo-magnétique terrestre	74
4.1.6	Les profils verticaux de température	75
4.2	Quel climat pour une simulation glaciaire-interglaciaire	76
4.2.1	Les différentes techniques de prescription de l'histoire climatique	76
	Le couplage avec un modèle climatique	76
	L'utilisation des GCM et RCM	77
4.2.2	Procédure standard dans ce manuscrit : le climat en mode perturbation	77
	Climat actuel de référence : le champ de température	78
	Climat actuel de référence : le champ de précipitation	79
	L'anomalie de température de référence	80
	Champ de température de la glace initial - spinup	80
	Une limitation du "mode perturbation" : les variations de l'empreinte du climat	81
4.3	Spécificités du modèle pour tirer parti des simulations paléos	81
4.3.1	Les fleuves de glace	82
	Le déclenchement des fleuves de glace dans le modèle	82
	Carte de zone admissible	83
4.3.2	Le suivi de traceurs intégré à la modélisation glaciologique	84

	Principe : choix de la formulation	84
	Le schéma semi-lagrangien	85
	Conditions aux limites	85
4.4	Notre approche vis à vis des travaux antérieurs	87
4.4.1	Etat de l'art	87
	Les différents modèles utilisés pour les simulations glaciaire-interglaciaire	87
	La prise en compte du climat passé	87
	Quels paramètres ont été testés	88
	Quelles variables ont été utilisées pour la validation/calibration	89
	Quelle méthode de validation	90
4.5	Bilan de chapitre	92

Ce chapitre prépare le suivant concernant les reconstructions du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Ici, nos connaissances sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire seront présentées rapidement, et nous insisterons notamment sur les données que nous avons utilisées pour forcer et calibrer le modèle. Nous présenterons également les méthodologies existantes pour des expériences paléos et celle que nous avons suivie.

Les nouveaux outils mis en place au cours de ce travail seront également présentés, notamment concernant la meilleure représentation des fleuves de glace dans le passé et l'implémentation d'un code de suivi de traceurs pour la datation.

4.1 Données, interprétations et incertitudes

Les paramètres d'entrée du modèle de glace qui influencent l'évolution temporelle de la calotte sont : le niveau des mers, le climat (température et précipitation) et les températures de l'eau de mer près des côtes (pour la fusion basale des langues de glace). Nous décrivons ici les données disponibles, et ce que nous savons de leurs variations éventuelles dans le passé. D'autres données sont plutôt utilisées pour vérifier/calibrer le modèle comme les profils verticaux mesurés de température dans la glace, ou des informations sur l'étendue de la calotte à certaines époques. Il faut noter qu'un même enregistrement glaciaire peut à la fois aider à reconstituer un historique de température, donner des indications sur l'altitude passée de la surface et prouver que la calotte existait bien.

4.1.1 Les variations du niveau marin

Comme nous l'avons évoqué au chapitre 1 les carottes marines ont permis de reconstruire assez précisément l'historique de variations du niveau des mers sur 900 000 ans (*Imbrie et McIntyre*,

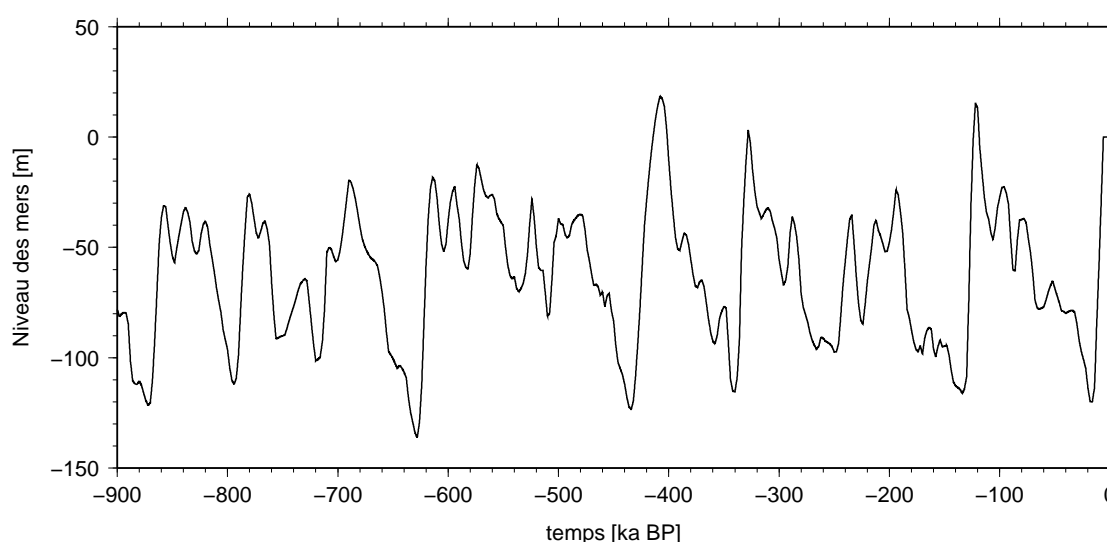


FIGURE 4.1 – Reconstruction du niveau des mers global sur 900 000 ans (*Imbrie et McIntyre*, 2006). L'amplitude des cycles n'est pas toujours la même. Les glaciaires, comme les interglaciaires peuvent être très marqués. Notons que le précédent interglaciaire possède un niveau des mers qui figure parmi les plus hauts.

2006).

Les variations du niveau des mers global retracent l'histoire de la variation du volume de glace mobilisé sur les continents. Cependant, il s'agit d'un volume "toutes calottes confondues" qui ne permet pas de tracer un historique du volume du Groenland en particulier. L'évolution individuelle de chaque grande calotte a pu être reconstruite par des études combinant reconstructions de niveau des mers relatifs (RSLs pour Relative Sea Levels), informations géomorphologiques sur l'extension des calottes et modèles complexes d'isostasie (*Peltier, 2004*). Cependant il apparaît que si ce genre de reconstructions est relativement fiable pour la masse de glace, la forme des calottes ainsi reconstruites n'a souvent rien de glaciologique. De plus, la qualité des reconstructions locales varie selon la disponibilité de RSL dans la région (*Tarasov et Peltier, 2002*). La modélisation glaciologique est l'outil adapté pour estimer les variations locales du volume de glace avec une relative précision.

L'enregistrement du niveau des mers (*Imbrie et McIntyre, 2006*) est utilisé en tant que donnée d'entrée pour le modèle de calotte (voir figure 4.1). En effet, le niveau des mers conditionne notamment la position de la ligne d'échouage et la capacité de la calotte à avancer sur le plateau continental lors des périodes de niveau des mers bas et à reculer lors des montées de niveau des mers. Par exemple il est certain qu'au dernier maximum glaciaire, l'ablation ayant fortement diminué et le niveau de l'océan étant bas, le Groenland atteignait partout l'océan, faisant de ce fait disparaître les zones de toundra. Lors de la déglaciation, les calottes, Laurentide et Fennoscandie, plus instables, ont probablement été les premières calottes à déglacer et ainsi à contribuer à la hausse du niveau marin global (*Charbit et al., 2002; Bonelli et al., 2009*). Le retrait initial du Groenland s'est donc probablement produit par vêlage d'icebergs (*Weidick et al., 2004*).

4.1.2 L'extension passée de la calotte du Groenland

En ce qui concerne l'histoire de l'extension de la calotte du Groenland dans le passé, quelques évidences géo-morphologiques existent. Cependant, celles-ci sont le plus souvent restreintes uniquement à des indications marines à propos de l'extension maximale de la calotte lors du LGM, ou de la chronologie du recul durant l'Holocène (*Kelly, 1985; Weidick, 1990; Fundler, 2004, 1998; Solheim, 1998*). La combinaison d'indications géo-morphologiques et des modèles d'isostasie permettent d'avoir une idée des variations d'épaisseur entre le LGM et la période actuelle (*Fleming et Lambeck, 2004*).

Weidick et al. (2004) proposent la chronologie suivante : au LGM la totalité des zones actuellement libres de glace en périphérie du Groenland étaient englacées. Dès 21 000 ans le retrait a ensuite commencé, sous l'effet d'une remontée progressive du niveau des mers à l'échelle globale. Le Groenland a sans doute participé à cette remontée mais de façon marginale en raison de sa petite taille comparée à celle des autres calottes. Ce retrait a probablement été interrompu temporairement par un dernier épisode froid, le Younger Dryas. La fin de cet événement, qui marque le début de l'Holocène, est associée à un fort (+10°C) et rapide (un peu plus de 1 000 ans) réchauffement. Aux alentours de 9 000 ans il est probable que le Groenland était moins étendu qu'aujourd'hui. Les glaces ont de nouveau avancé et reculé périodiquement depuis, mais l'amplitude des changements (inférieurs à 100 km) est bien plus faible que ceux de la fin du glaciaire (supérieur à 200 km). Dans l'histoire récente, un maximum d'extension est relevé durant le petit âge glaciaire (environ 1 600 AD).

Un des endroits particulièrement intéressant pour la modélisation de l'écoulement concerne le détroit de Nares qui sépare le Nord-Ouest du Groenland des îles Ellesmere. Durant la période glaciaire, ce détroit s'est retrouvé successivement englacé puis déglacé. Cette succession d'états se prolongeant au moins jusque 19 ka (*England et al.*, 2006). Les îles Ellesmere étaient recouvertes de façon quasi permanente par la calotte inuitienne et la jonction avec la calotte du Groenland s'est opérée à des moments connus (*England*, 1999; *Dyke*, 2002). La modélisation glaciologique peut reproduire une séquence d'englacement pour ce détroit et nous pourrions utiliser cet historique issu du modèle pour valider une reconstruction. Notons que le fait que GRISLI soit un modèle de calotte marine (avec ice shelves) permet de mieux prendre en compte les avancées dans la mer, ce qui se révèle être un gros avantage pour tirer parti de cette donnée. De plus, il est fort probable que l'écoulement autour des positions de Camp Century et NEEM notamment ait été affecté par cette jonction. Cela a dû avoir des retentissements sur la température en surface (effet d'altitude) et par conséquent sur les enregistrements isotopiques issus de ces forages, ce qui fournit une autre possibilité de caler et/ou vérifier le modèle.

Ainsi, nous l'avons vu, certaines évidences viennent compléter nos connaissances sur l'extension passée de la calotte. Cependant, le type d'écoulement (fleuve de glace ou non) quant à lui est largement moins connu.

4.1.3 Les fleuves de glace dans le passé

GRISLI est un modèle hybride qui permet une modélisation des zones à écoulements rapides. Cependant, pour cela, notre modèle a besoin d'une carte de "fleuves admissibles". Cette carte est indispensable car même si l'on autorisait les fleuves partout, il nous faudrait alors une carte de frottement basal.

Comme nous l'avons vu au chapitre 1 les fleuves de glace actuels sont relativement bien connus, notamment grâce à l'observation par satellite des vitesses de surface. Cependant nous n'avons pas ce genre d'information dans le passé. Les seules données disponibles correspondent à l'empreinte que les paléos ice streams auraient pu laisser sur le socle du Groenland.

Des critères géomorphologiques ont été décrits par *Stokes et Clark* (1999) afin d'identifier les paléos ice streams. Ces critères sont principalement :

- La forme et taille (largeur supérieure à 20km pour une longueur de 150 km minimum).
- Une grande vitesse (identifiée par la dispersion des sédiments).
- Une bordure latérale fortement délimitée.
- La présence d'un lit déformable (sédiments).

Ces critères sont relativement exploitables pour les zones aujourd'hui déglacées. *Stokes et Clark* (1999) proposent une carte des fleuves de glace et le timing de l'activation pour les calottes Laurentide, Cordillère, Britannique et Irlandaise, Scandinave, Arctique eurasien et Islandaise. Pour les paléo ice streams, à l'extérieur du Groenland actuel, il existe tout de même des informations topographiques et bathymétriques qui peuvent ainsi aider à définir notre carte d'ice streams admissibles.

On comprend qu'il est plus difficile d'utiliser les critères listés ci-dessus pour les zones intérieures du Groenland. La principale raison est que le socle du Groenland n'est pas connu avec une couver-

ture suffisante, sans parler de la difficulté à déterminer l'existence et les propriétés du sédiment. Ce problème est surtout pénalisant pour modéliser les périodes où le Groenland était plus restreint qu'il ne l'est actuellement, car alors il est probable que des fleuves aient pu se développer dans des zones à écoulements lents à l'actuel. Nous verrons par la suite (paragraphe 4.3.1) l'approche que nous avons suivie pour proposer une carte d'ice streams admissibles et les conséquences sur l'écoulement de la glace.

4.1.4 Les variations de la température atmosphérique déduites des carottes de glace

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, notre connaissance des températures passées au Groenland repose principalement sur les reconstructions isotopiques issus des forages profonds. Etant donné que nous avons besoin d'un signal de température pour forcer le modèle, nous aborderons plus en détail les différentes possibilités de reconstructions dans la partie "résultats" (chapitre 5), et nous nous contentons de présenter ici un seul enregistrement. Notre enregistrement de référence est ainsi la reconstruction utilisant les données d'isotope de l'oxygène mesuré le long de la carotte de GRIP (*Dansgaard et al.*, 1993), recalibrées pour être compatibles avec les profils verticaux de température dans la glace (*Dansgaard et al.*, 1993). La calibration s'effectue en modifiant la valeur de la pente isotopique (α^i dans l'équation 1.2). Il a été montré que ce paramètre était variable (*Capron et al.*, 2010). Cependant la complexité de la variabilité de la valeur de la pente, en espace et en temps, nous a poussé à effectuer la lourde hypothèse d'une valeur de pente isotopique constante au cours du temps et homogène en espace.

Sur la figure 4.2 apparaît nettement la courte période chaude de l'Eémien aux alentours de 120 ka, suivie de la très longue période glaciaire, s'étendant de 118 ka jusqu'à 10 ka. Nous pouvons remarquer que la période glaciaire présente une variabilité très marquée, avec des amplitudes de

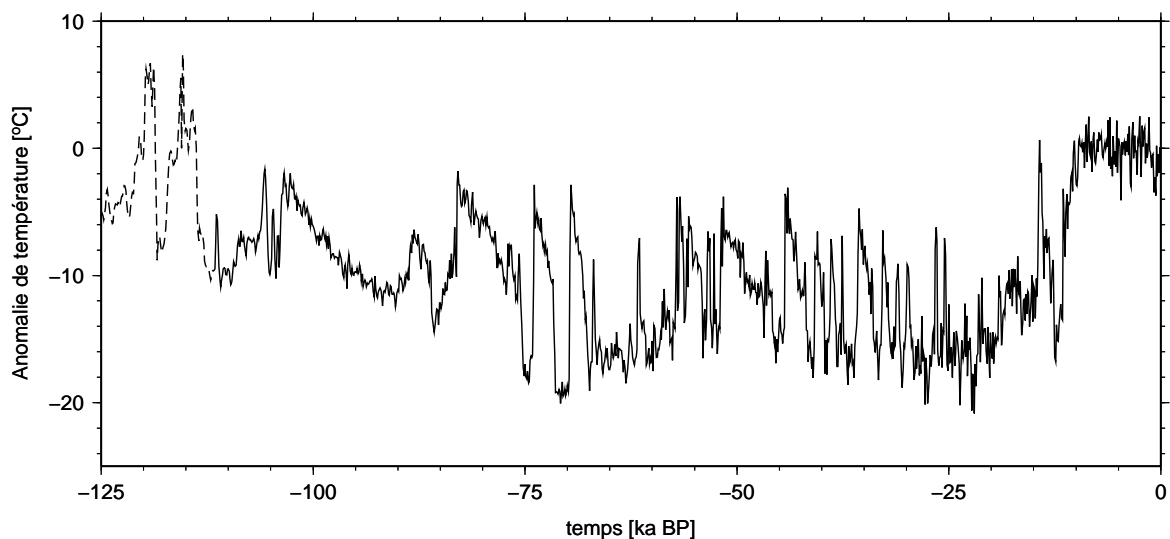


FIGURE 4.2 – Reconstruction sur 125 000 ans de l'anomalie de température (par rapport à la température actuelle) basée sur la mesure de l'isotope de GRIP (*Johnsen et al.*, 1997; *Huybrechts*, 2002). Les deux pics autour de 110 ka et 120 ka ne sont pas réalistes (*Landais*, 2004).

changements de la température très importantes, en peu de temps. Ces événements rapides, appelés événements de Dansgaard-Oeschger (DO), sont au nombre de 25. Ils correspondent à de brusques remontées des températures (entre 8 et 16 degrés en quelques dizaines d'années (*Severinghaus et al.*, 1998; *Capron et al.*, 2010), suivies par un retour plus lent à des températures bien plus froides. Les causes de ces changements climatiques ne sont pas claires, notamment en ce qui concerne le lien avec les calottes polaires. En parallèle de certains stades des DO, on observe, à partir des carottes marines de l'Atlantique Nord, des périodes de débâcles d'icebergs majeures, appelées les événements de Heinrich (*Bond et Lotti*, 1995). Bien que ces événements de Heinrich (HE) ne se produisent pas à chaque DO, ils ont systématiquement lieu durant leur phase froide (*Alvarez-Solas et al.*, 2010). Il semblerait qu'une augmentation de la température de l'océan en subsurface serait responsable d'une désintégration de grands ice-shelves, déstabilisant ensuite la partie amont de la calotte polaire, avec notamment une accélération des fleuves de glace (*Alvarez-Solas et al.*, 2011). Les HE ont surtout marqué la calotte Laurentide, bien que l'étude des débris laissés par les icebergs (IRD, Ice Rafted Debris en anglais) laissent penser à des débâcles similaires pour le Groenland (*Stein et al.*, 1996).

Remarquons que sur l'enregistrement de GRIP, la mesure du $\delta^{18}O$ présente deux pics majeurs entrecoupés par un creux très marqué. Cet enregistrement a, au début, été interprété comme la preuve de changements climatiques très importants et très rapides durant l'Eémien (*Greenland Ice-core Project (GRIP) Members*, 1993), qui aurait été un interglaciaire bien plus instable que l'Holocène. Cependant, le forage de GISP2, qui n'est situé qu'à environ 30 km de distance du site de GRIP, ne reproduit pas ces oscillations. L'hypothèse d'un chevauchement des couches dans cette partie de l'enregistrement a été évoqué par *Grootes et al.* (1993), mais le plus probable est que la glace soit mixée dans le fond du forage de GRIP (voir les explications détaillées dans la thèse de *Landais*, 2004). Au Groenland, la période correspondant à l'Eémien se situe au fond des forages et que les données isotopiques sont plus difficiles à exploiter dans cette région qu'ailleurs. On peut mentionner en particulier que l'enregistrement à Dye 3 est inexploitable dans le fond à cause des déformations importantes et que celui de Camp Century (comme Renland) ne présente que la fin de l'Eémien, le reste ayant fondu (*Johnsen et al.*, 2001). Plus récemment, le forage profond de North GRIP souffre également du manque de l'enregistrement de l'Eémien dû à une fonte basale trop importante (*North GRIP members*, 2004), même si celui-ci présente tout de même l'avantage de couvrir les 123 000 dernières années sans perturbations. Enfin, mentionnons encore le projet NEEM, qui représente une nouvelle tentative d'établir un enregistrement complet couvrant l'intégralité du dernier interglaciaire.

On voit dès à présent que la reconstruction des températures atmosphériques au-dessus du Groenland pendant l'Eémien soulève des problèmes et qu'il est indispensable de tirer parti des informations de tous les forages glaciaires, pas seulement de GRIP¹. On peut également réfléchir à un index composite, utilisant d'autres sources d'informations que la mesure de l'isotope de l'oxygène, par exemple des gaz (*Landais et al.*, 2003). Nous aborderons ce point dans le chapitre 5.

1. Nous avons en premier lieu utilisé l'enregistrement des isotopes de GRIP de part son accessibilité (site du CISM) et qu'il était prescrit pour effectuer les reconstructions dans le cadre du projet SeaRISE (voir introduction du chapitre suivant). Cependant, au vu du de la non-validité de cet enregistrement pour le dernier interglaciaire, nous avons par la suite entrepris un travail de recherche d'un meilleur enregistrement

4.1.5 Les enregistrements glaciaires en tant qu'indicateurs de la dynamique glaciaire passée

En plus de la reconstruction des températures atmosphériques passées, les enregistrements isotopiques dans la glace peuvent être interprétés comme des indications sur la topographie passée de la calotte. Nous citerons ici en particulier trois exemples qui nous serviront par la suite dans nos expériences de reconstructions paléoclimatiques.

Le fond des forages profonds

Tout d'abord, rappelons que de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée dans tous les sites de forages profonds même s'il n'y avait (avant NEEM) aucun forage où la séquence entière de l'Eémien apparaissait clairement. Bien que cette glace soit inutilisable pour reconstruire le signal de tout l'Eémien, (pour cause de déformations importantes à GRIP, GISP2, Dye3 ou de fusions basales importantes pour North GRIP et Camp Century), c'est tout de même une information capitale. Cette information, en effet, ne va pas nécessairement dans le sens d'une grosse contribution du Groenland au niveau des mers de l'époque, qui était d'environ +5 mètres au minimum de glaces (*Stirling et al.*, 1998; *Vezina et al.*, 1999). La modélisation glaciologique aura pour mission de nous apporter des informations sur l'origine de cette glace : accumulée à la position du site de forage ou transportée depuis un site distant ? Cela peut représenter également une contrainte sur le climat de l'époque : une reconstruction pour laquelle la calotte du Groenland présente des dimensions trop restreintes avec certains sites de forage non englacés ne sera pas retenue.

Le Younger Dryas, fin de l'ère glaciaire

Le Younger Dryas (YD), le dernier épisode froid de la dernière période glaciaire, est parfaitement bien marqué dans les forages du Groenland. La datation de cet événement peut se faire par comptage de couches, méthode qui a une très bonne précision (*Alley*, 2000). Nous connaissons donc très précisément la profondeur associée, et par conséquent l'âge correspondant. Notre modèle de glace doit pouvoir reproduire la position de cet isochrone. Nous verrons que cela fait en particulier porter une contrainte sur la valeur moyenne de l'accumulation pendant l'Holocène.

Alley (2000) estime la terminaison du YD à 11,5 ka BP avec moins de 1% d'erreur. Nous utilisons ensuite les profils isotopiques sur l'échelle de temps *ss09sea* (*Johnsen et al.*, 2001) pour les correspondances pour les principaux forages. Au moment de rédiger ce manuscrit, les données de NEEM ne sont pas encore publiées et nous ne présentons donc pas les enregistrements correspondants à ce forage. Les valeurs des profondeurs sont listées dans la table 4.1.5.

Pour contraindre le modèle sur des âges plus importants, d'autres marqueurs peuvent être utilisés, comme le ^{10}Be .

L'épisode de Laschamp, excursion du pôle géo-magnétique terrestre

Le champ magnétique de la Terre est assimilable, en première approximation, à celui que créerait un dipôle magnétique placé à l'intérieur du globe. Son intensité et sa direction varient constamment au court du temps.

On parle d'inversion du champ magnétique lorsque les deux pôles échangent leurs rôles de manière

durable. Cependant ces inversions sont relativement rares puisque nous sommes dans une période dite “normale” (ou “positive”) depuis 780 000 ans environ, appelée “période de Brunhes”.

Cependant il existe des inversions du champ magnétique moins durables (quelques milliers d’années) et plus fréquentes. Ces événements sont appelés excursions, et sont associés à un affaiblissement de l’intensité du champ magnétique terrestre.

La dernière excursion en date durant la période de Brunhes est connue sous le nom d’événement de Laschamp, suite à l’analyse de l’orientation des laves du Puy Laschamp en Auvergne. Les travaux récents concernant la datation de cet événement le situent aux alentours de 40,4 +/- 2,0 ka (*Guillou et al.*, 2004).

Cet épisode de faible intensité du champ magnétique coïncide avec un pic de ^{10}Be observable en Antarctique comme au Groenland (*Leduc et al.*, 2006; *Louergue et al.*, 2007). Quoique bien délimité, ce pic présente tout de même une extension, comprise entre deux sous-pics, à 40,8 ka et 41,7 ka (*Louergue et al.*, 2007). Nous avons uniquement repris ici la position du premier pic à 40,8 ka, qui correspond à peu de chose près à l’onset de l’événement Dansgaard-Oeschger 10 (DO10) tel qu’il apparaît dans l’enregistrement de GRIP (*Raisbeck et al.*, 2007).

Les valeurs de profondeurs associées au pic à 40,8 ka pour GRIP (2231 m) et North GRIP (2110 m) sont données par *Louergue et al.* (2007). Nous utilisons ensuite la position du DO10 de (*Johnsen et al.*, 2001) pour identifier les profondeurs de ce pic à DYE3 (1910 m) et Camp Century (1220 m). Les valeurs des profondeurs sont rappelées dans la table 4.1.5.

Pour tirer parti des deux exemples précédents nous avons besoin d’un outil capable de nous fournir l’âge et l’origine géographique des particules de glace en fonction de la profondeur. Cet outil est la modélisation du suivi de traceurs, présentée au point 4.3.2.

	Profondeur du Younger Dryas (11,5 ka BP)	Profondeur de l’événement de Laschamp (40,8 ka BP)
GRIP	1630 m	2231 m
DYE 3	1790 m	1910 m
Camp Century	1140 m	1220 m
North GRIP	1500 m	2110 m

TABLE 4.1 – Profondeurs utilisées dans ce manuscrit pour identifier le Younger Dryas et l’événement de Laschamp.

4.1.6 Les profils verticaux de température

Plusieurs forages profonds ont été réalisés au Groenland, et pour chacun d’entre eux, le profil de température dans le trou de forage a été mesuré. Cet enregistrement de température est un indice des variations de température de surface sur l’échelle temporelle de quelques dizaines de milliers d’années (la dernière déglaciation). En effet, comme nous l’avons décrit dans la partie “modélisation” (chapitre 2), la température moyenne annuelle de surface peut être perçue comme une condition aux limites pour le champ de température interne de la calotte. La mesure de ce profil de température est utilisée conjointement avec le rapport isotopique pour pouvoir inférer un historique de reconstruction des paléo-températures de surface (*Johnsen et al.*, 1995, 2001;

Dahl-Jensen et al., 1998). La mesure de la température basale sert également à évaluer le taux de fonte basale (*Dahl-Jensen et al.*, 2003; *Buchardt et Dahl-Jensen*, 2007). Le champ 3D de température dans la glace est une des variables pronostiques du modèle GRISLI et nous pourrions donc directement le comparer aux observations. Il faut toutefois noter que ce champ est extrêmement dépendant du flux géothermique, lui-même relativement mal connu.

4.2 Quel climat pour une simulation glaciaire-interglaciaire

Un des principaux enjeux pour les simulations d'évolution de calotte polaire le long d'un cycle glaciaire-interglaciaire concerne la façon de traiter le forçage climatique. Nous présentons ici la procédure standard utilisée au cours de ce travail. Le chapitre suivant quant à lui traitera des résultats obtenus au cours des différents tests de sensibilités.

4.2.1 Les différentes techniques de prescription de l'histoire climatique

La méthode la plus utilisée pour la simulation glaciologique de cycle glaciaire-interglaciaire est la méthode par perturbation du climat actuel selon une anomalie de température déduite des forages. C'est cette méthode que nous avons également suivie. Nous la présenterons après avoir discuté des avantages et inconvénients des autres options disponibles.

Le couplage avec un modèle climatique

Comme nous l'avons vu, en climat glaciaire, il est probable que de multiples facteurs soient à l'origine d'un changement dans le régime de temps au Groenland : l'affaiblissement de l'AMOC, l'extension de la glace de mer, la présence de la Laurentide bloquant les flux d'ouest, etc. La topographie même du Groenland avait changé, en modifiant par le même coup les effets orographiques sur la précipitation. Pour rendre compte de ces différents processus, il est naturel de penser au couplage du modèle de glace avec un modèle de climat. Cependant le modèle de climat se doit d'être capable d'effectuer des simulations sur des durées de plusieurs dizaines de milliers d'années. Les modèles de circulation générale demandent actuellement des temps de calculs considérables et le couplage avec ce genre de modèles complets n'est pas encore envisageable. Nous présenterons ici brièvement différentes techniques utilisées (pour une revue plus détaillée, voir *Pollard*, 2010)

Pollard (1978) ou bien encore *Tarasov et Peltier* (1999) couplent leur modèle de glace avec un EBM (modèle à bilan d'énergie), c'est-à-dire une représentation très simplifiée du climat. Les EMICs (modèles de climat de complexité intermédiaire, voir chap 3) sont justement des modèles développés dans le but de faire des simulations sur de grandes périodes de temps, mais par rapport aux EBM ils comprennent plus de composantes : cycle hydrologique, circulation océanique et végétation. Ce sont donc les modèles de choix pour le couplage calottes-climat. La version précédente de GRISLI, qui s'appelait GREMLINS (GREnoble Model for Land Ice of the Northern hemi-Sphere), a notamment été couplée avec succès au modèle CLIMBER (CLIMate and BiosphERe model) qui est un EMIC. Les expériences pour comprendre les rétroactions entre le climat et les calottes de l'hémisphère nord lors des entrées en glaciation et déglaciation ont été nombreuses (*Kageyama et al.*, 2004; *Charbit et al.*, 2005; *Bonelli et al.*, 2009). Ce couplage a également été utilisé pour quantifier les effets de la fonte du Groenland sur le climat (*Lunt et al.*,

2004) ou sur les conditions climatiques de fonte du Groenland (*Charbit et al.*, 2008). GRISLI lui-même a été couplé avec CLIMBER pour l'Antarctique (*Philippon et al.*, 2006), et actuellement, il est couplé également sur l'hémisphère nord (travail en cours). Sinon, le modèle de glace de *P. Huybrechts* a également été couplé avec l'EMIC LOVECLIM (*Swingedouw et al.*, 2008).

Cependant cette approche présente aussi des inconvénients, notamment du fait des problèmes d'échelles (temporelle et spatiale) très différentes. En effet le modèle de climat se devant d'être peu coûteux en temps de calcul, il a généralement une résolution très dégradée (dans le cas de CLIMBER-3 par exemple, la résolution est de 22,5° en longitude et 7,5° en latitude et 5,6°x5,6° pour LOVECLIM). Or comme nous l'avons vu, le modèle de glace a besoin d'une résolution suffisante pour pouvoir traiter correctement certaines zones, en particulier la zone d'ablation (ou bien les zones à écoulement rapide). Ainsi que nous l'avons mentionné au chapitre précédent le downscaling est en soi un réel enjeu et passe le plus souvent par des modélisations simplifiées de l'atmosphère près de la calotte (*Fyke et al.*, 2011).

En conclusion, ce genre d'approche est particulièrement intéressant pour étudier les effets de rétroactions climat-calotte sur des échelles de temps longues. Mais, ces approches accumulent également trois types d'erreur : l'erreur inhérente au modèle de climat, l'erreur inhérente au modèle de calotte, et enfin l'erreur dans le downscaling.

L'utilisation des GCM et RCM

Les GCMs et RCMs présentent l'avantage de représenter la plupart des processus physiques qui gouvernent les variables atmosphériques. Cependant comme nous venons de le signaler le couplage entre un modèle complexe d'atmosphère de type GCM et un modèle de calotte polaire n'est pas encore envisageable de par les temps de calcul trop coûteux. Il est toutefois possible d'utiliser des "snapshots" issus d'un GCM pour forcer le modèle de calotte. Les GCMs utilisés sur des périodes passées sont relativement peu nombreux et concernent des époques bien particulières (Eémien et LGM principalement, voir PMIP²). L'idée est donc d'interpoler le climat en fonction de deux snapshots consécutifs.

Nous pouvons citer dans ce domaine les travaux de *Charbit et al.* (2007) sur la reconstruction des calottes de l'hémisphère nord lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Ce travail utilisait les snapshots, LGM et présent, de 6 GCMs pour le glaciaire et le présent. L'interpolation entre ces snapshots était effectuée avec une méthode d'index basé sur l'enregistrement de GRIP. Il apparaît qu'aucun des GCMs n'arrivent à reproduire correctement l'intégralité des avancées et reculs des grandes calottes.

En effet, une des limitations principales liée à cette méthode vient des erreurs du modèle atmosphérique. Comme nous l'avons montré au chapitre 3, le modèle de glace est très sensible au pattern du climat et il est difficile d'identifier "le meilleur modèle climatique".

4.2.2 Procédure standard dans ce manuscrit : le climat en mode perturbation

Enfin, une autre approche permet de reconstruire l'historique du climat sur le dernier cycle glaciaire-interglaciaire : la perturbation du climat actuel par une reconstruction d'anomalie en tem-

2. <http://pmip.lsce.ipsl.fr/>

pérature issue d'enregistrements de forage. Cette méthode a été largement utilisée en modélisation glaciologique (*Létrégilly et al.*, 1991; *Marshall et Cuffey*, 2000; *Ritz et al.*, 2001; *Huybrechts*, 2002; *Tarasov et Peltier*, 2003; *Greve et al.*, 2011). Et c'est cette méthode que nous avons retenu comme référence dans ce manuscrit.

Cette méthode présente l'inconvénient de ne pas pouvoir rendre compte des changements éventuels dans la structure spatiale du climat. Par contre c'est de loin la méthode la moins coûteuse en temps de calcul, ce qui en fait une candidate idéale pour des simulations longues ou à fine résolution, ou bien encore pour des études de sensibilité extensives. De plus, elle présente l'avantage de se baser sur un climat que l'on connaît très bien (l'actuel) et des reconstructions au plus proche des observations (carottes de glace). En plus de l'anomalie de température déduite des forages, les deux seuls champs atmosphériques nécessaires sont ainsi les champs mensuels actuels de température et de précipitation pour alimenter notre modèle de PDD qui évalue le bilan de masse.

Climat actuel de référence : le champ de température

Comme nous l'avons vu au chapitre 1, un réseau relativement dense mesure les variables atmosphériques au Groenland, et en particulier, la température en surface. A partir de ces observations il est possible de paramétrer cette température de surface en fonction de variables d'espace. La paramétrisation est particulièrement adaptée à la modélisation glaciologique car elle se passe de notion de résolution. Cependant c'est une approche simplifiée qui néglige volontairement des processus par rapport à d'autres. *Ohmura* (1987) propose de représenter les variations spatiales de la température de surface au Groenland en fonction de deux paramètres : l'altitude et la latitude du point considéré. Les températures paramétrées sont la température moyenne annuelle et la température du mois de juillet. Leurs expressions sont :

$$\begin{cases} T_{ann} = \alpha_{ann} \times z + \beta_{ann} \times lat + \delta_{ann} \\ T_{july} = \alpha_{july} \times z + \beta_{july} \times lat + \delta_{july} \end{cases} \quad (4.1)$$

Avec, selon *Ohmura* (1987) et *Ritz et al.* (1997) :

$$\begin{cases} \alpha_{ann} = -7,992.10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/m & \alpha_{july} = -6,277.10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/m \\ \beta_{ann} = -0,7576 \text{ }^{\circ}\text{C}/^{\circ} & \beta_{july} = -0,3262 \text{ }^{\circ}\text{C}/^{\circ} \\ \delta_{ann} = 49,13 \text{ }^{\circ} & \delta_{july} = 30,78 \text{ }^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (4.2)$$

Plus récemment, *Fausto et al.* (2009) reprennent une étude similaire pour la paramétrisation de la température moyenne annuelle et de la température de juillet. Des statistiques sont effectuées sur les mesures des stations GC-NET, DMI et GEUS (Geological Survey of Denmark and Greenland). *Fausto et al.* (2009) incluent également une dépendance en longitude pour retranscrire les observations légèrement plus froides sur la côte Est que sur la côte Ouest. L'expression des températures est :

$$\begin{cases} T_{ann} = \alpha_{ann} \times z + \beta_{ann} \times lat + \gamma_{ann} \times lon + \delta_{ann} \\ T_{july} = \alpha_{july} \times z + \beta_{july} \times lat + \gamma_{july} \times lon + \delta_{july} \end{cases} \quad (4.3)$$

Avec :

$$\begin{cases} \alpha_{ann} = -6,309.10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/m & \alpha_{july} = -5,426.10^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}/m \\ \beta_{ann} = -0,7189 \text{ }^{\circ}\text{C}/^{\circ} & \beta_{july} = -0,1585 \text{ }^{\circ}\text{C}/^{\circ} \\ \gamma_{ann} = 0,0672 \text{ }^{\circ}\text{C}/^{\circ} & \gamma_{july} = 0,0518 \text{ }^{\circ}\text{C}/^{\circ} \\ \delta_{ann} = 41,83 \text{ }^{\circ} & \delta_{july} = 14,70 \text{ }^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (4.4)$$

Dans la suite de ce manuscrit cette paramétrisation de la température est considérée comme la plus proche des observations (car en découlant directement) et sera souvent utilisée comme une référence du climat actuel, bien que comme nous pourrions le voir par la suite ce genre de paramétrisation présente également des biais.

Climat actuel de référence : le champ de précipitation

La précipitation est une variable beaucoup plus difficile à estimer que la température. D'une part sa mesure est plus complexe et souvent entachée de plus d'erreur que la mesure de la température. D'autre part, elle présente une variabilité spatiale souvent très importante que des modèles d'atmosphère peinent à résoudre (de par notamment la difficulté à représenter correctement les processus de convection et de nucléation des gouttes). Il faut noter également qu'il faut bien distinguer précipitation et accumulation. La première de ces variables est mesurée par les stations automatiques, tandis que la seconde peut être estimée par l'étude de couches dans le manteau neigeux.

Ohmura et Reeh (1991) proposent une carte d'accumulation annuelle ainsi que de précipitation annuelle déduite de 251 trous de forage peu profonds et de 35 stations automatiques. Il apparaît que des mesures systématiques devraient être effectuées dans les endroits les plus pentus de la calotte, car c'est là que les variations de précipitations sont les plus importantes. *Bales et al.* (2009) proposent une étude similaire, mais plus récente, incluant 256 trous de forages et 39 stations automatiques.

Nous pouvons remarquer qu'à la différence des températures de surface, il n'existe pas de paramétrisation des précipitations ou de l'accumulation. En effet, comme nous l'avons signalé au chapitre 1 les précipitations dépendent très fortement de la dynamique atmosphérique grande échelle et une simple régression entre la géolocalisation et les valeurs de précipitations n'aurait aucune justification physique. La spatialisation des précipitations pose donc des problèmes en terme de résolution et de changement de grille.

En terme de référence pour les précipitations nous avons choisi les cartes proposées par le CISM. Elles sont issues du modèle atmosphérique régional RACMO (Regional Atmospheric Climate Model, *van Meijgaard et al.* (2008)). Ce modèle a été largement validé sur l'ensemble des données stations pour les précipitations dans les travaux *Ettema et al.* (2009). Le fait que ce modèle ait été validé sur les stations sols nous a semblé une raison suffisante pour nous tourner vers ce choix. Il faut noter cependant que nous n'avons à notre disposition que le cumul annuel des précipitations et nous avons donc dû arbitrairement choisir une distribution homogène durant l'année.

Cette procédure extrêmement simplifiée a également été utilisée lors de la comparaison entre les modèles de glace SICOPOLIS et IcIES dans le cadre de SeaRISE (*Greve et al.*, 2011). Enfin, il faut noter que ce modèle simule des précipitations plus faibles que les observations à haute altitude, où sont situés les forages de GRIP, NGRIP. Nous verrons que cela a des conséquences sur nos résultats, en particulier sur la relation âge-profondeur.

L'anomalie de température de référence

Comme nous l'avons vu, plusieurs approches existent pour effectuer des reconstructions de l'anomalie de température au Groenland lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, et toutes ne sont pas concordantes, notamment vers la dernière période interglaciaire. Nous avons dans un premier temps considéré la reconstruction proposée par le CISM comme notre référence.

Celle-ci s'appuie sur la mesure de l'isotope de l' ^{18}O le long du forage de GRIP (*Dansgaard et al.*, 1993; *Johnsen et al.*, 1997). La traduction de la donnée d'isotopes, $\delta^{18}\text{O}$ (exprimé en ‰), en anomalie de température, ΔT (en °C), suit les paramètres de *Huybrechts* (2002) :

$$\Delta T(t) = d (\delta^{18}\text{O}(t) + 34,83) \quad (4.5)$$

$d = 2,4 \text{ } ^\circ\text{C } \text{‰}^{-1}$ est la valeur choisie pour prendre en compte le calibrage de la mesure isotopique par rapport à la mesure de la température dans le trou de forage. Cette valeur correspond à $\alpha^i = 0,42\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$ qui est à comparer à $\alpha^i = 0,67\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$ de *Johnsen et al.* (1989) (voir chapitre 1). Ce facteur de conversion n'est toutefois pas nécessairement bien contraint et plusieurs travaux ont permis d'évaluer la sensibilité d'un modèle de calotte à ce paramètre (*Cuffey et Marshall*, 2000; *Tarasov et Peltier*, 2003; *Huybrechts*, 2002; *Lhomme et al.*, 2005).

Cette anomalie de température est appliquée de manière homogène à la carte de température de référence pour le climat actuel (en l'occurrence la température paramétrée de *Fausto et al.*, 2009).

La précipitation doit également être adaptée, en fonction de ces variations de températures. Nous utilisons l'approche expliquée au chapitre 3, qui consiste à considérer que la précipitation est gouvernée par l'humidité de l'air et donc par la pression de vapeur saturante. De ce fait, la précipitation varie exponentiellement avec la température en suivant l'équation 3.5.

Champ de température de la glace initial - spinup

Même si l'on connaît le profil de température pour quelques trous de forage, le champ de température 3D à l'intérieur de la calotte polaire reste une grande inconnue. Le modèle a pourtant besoin de ce type d'information avant de pouvoir démarrer. La détermination de cet état initial 3D est connu sous le terme anglais de "spinup". Plutôt que de prendre une calotte isotherme comme état initial, notre champ de température initial pour toutes les simulations de ce chapitre et du suivant est celui obtenu après une mise en équilibre du modèle sous un climat constant durant 20 000 ans. Par contre, chaque simulation commencera nettement plus tôt que la période étudiée, justement pour avoir une température en accord avec les variations climatiques. Par exemple, pour étudier la déglaciation, nous partirons de 60 ka BP pour être sûr que l'état thermique à 21 ka BP (LGM) soit le bon.

Nous pouvons remarquer que dans le chapitre précédent, sur la sensibilité du modèle de glace aux modèles de climat, le champ de température initial provenait d'une simulation glaciaire-interglaciaire, pour également tenir compte des éventuels effets de mémoire de la glace.

Une limitation du “mode perturbation” : les variations de l’empreinte du climat

Nous avons vu que nous pouvions reconstruire un historique des températures aux différents sites de forage. Ce genre de reconstruction donne une idée de l'anomalie moyenne de température sur l'ensemble de la calotte. Une des hypothèses classiquement utilisée est de considérer cette anomalie comme homogène sur l'intégralité de la calotte. Cela implique que l'on fait l'hypothèse que tout au long du cycle glaciaire-interglaciaire, aucun changement dans l'empreinte du climat (désigné dans la suite sous le terme anglais “pattern”) n'est observé. Cette approche est forcément simplifiée au vu de nos connaissances actuelles sur les effets d'amplification polaire. En effet, par des effets d'albédo, de transport d'humidité, des nuages, etc. les pôles sont connus pour être plus sensibles aux variations du climat (*Holland et Bitz, 2003; Masson-Delmotte et al., 2006*). Il est plus que probable que les zones de toundra et les zones englacées ne présentent pas exactement la même signature. Enfin, la présence de l'énorme calotte Laurentide a forcément affecté la circulation atmosphérique pendant les périodes glaciaires (*Kageyama et Valdes, 2000*). Cette approche de reconstruction des paléos climats par anomalie (climat actuel perturbé) est cependant justifiée par certaines études. *Krinner et Genthon (1998)* par exemple, en utilisant un GCM, suggèrent que l'empreinte du bilan de masse au LGM et à l'actuel était similaire. Nous aborderons plus en détail ce point dans le chapitre 5.

En plus des incertitudes quant aux variations du pattern du climat, il existe également des incertitudes quant aux changements dans la saisonnalité du climat. Par exemple au LGM, la banquise présentait une extension bien plus au sud qu'actuellement. En hiver l'air aurait donc été bien plus sec, modifiant la saisonnalité des précipitations, dont la quasi-totalité tombaient alors en été (*Denton et al., 2005*). Il est également probable que le contraste saisonnier des températures ait pu être accentué par cette même extension de la banquise au sud, qui aurait tendance à limiter l'effet d'inertie thermique de l'océan en hiver³.

4.3 Spécificités du modèle pour tirer parti des simulations paléos

Rappelons que ce travail est la première utilisation du modèle hybride (SIA, SSA) GRISLI focalisé sur le Groenland. La plupart des modèles se basant sur l'unique approximation SIA, c'est une des spécificités fortes de notre modèle que de posséder une meilleure physique pour les écoulements rapides. Au cours de ce travail nous avons également ré-implémenté un code de suivi de traceurs pour pouvoir contraindre notre modèle en tirant un maximum d'informations des carottes de glace. Nous décrirons dans cette section ce que la prise en compte des fleuves de glace implique du point de vue de la modélisation, et nous décrirons également le modèle de suivi de traceurs utilisé.

3. Comme nous l'avons signalé au chapitre 1, ce changement du cycle saisonnier pourrait expliquer les différences entre la mesure de l'isotope et la température déduite des profils (*Krinner et Werner, 2003*).

4.3.1 Les fleuves de glace

Les fleuves de glace actuels, où l'écoulement est rapide, sont aisément identifiables par satellite (Joughin *et al.*, 2010). Tout l'enjeu consiste à connaître l'emplacement de ces fleuves dans le passé. Nous avons vu dans le chapitre 1 que l'historique des fleuves de glace est globalement peu contraint et ne concerne essentiellement que des zones aujourd'hui libres de glace. Un des critères majeurs dans la localisation des fleuves concerne la morphologie du socle. Cette information peut être utilisée dans notre modèle de glace.

Le déclenchement des fleuves de glace dans le modèle

Comme nous l'avons présenté au chapitre 2, les conditions basales gouvernent la présence ou non de fleuves de glace, ceux-ci se déclenchant préférentiellement là où le frottement est le plus faible. Généralement il a été observé que les fleuves se situent donc au-dessus de zones de sédiments meubles et saturés en eau (Engelhardt *et al.*, 1990; Thorsteinsson *et Raymond*, 2000).

L'eau basale sous pression est donc une condition nécessaire pour la présence de fleuves de glace. Cependant une constatation encore plus simple sur la présence des fleuves de glace actuels, au Groenland, comme en Antarctique, est que ceux-ci sont localisés dans les vallées (où se situent également les sédiments et où la pression d'eau est également la plus élevée).

Dans le modèle, nous avons défini une carte de zones admissibles au déclenchement des fleuves de glace. Le but de cette carte est de pouvoir représenter notamment les grandes vallées. On peut également penser à ajouter une information en terme de sédiments (pas encore implémenté lors de ce travail). Ensuite dans cette zone où les fleuves sont autorisés, on vérifie que la pression d'eau ait atteint une valeur suffisante pour déclencher un fleuve (hauteur d'eau supérieure à 50 m).

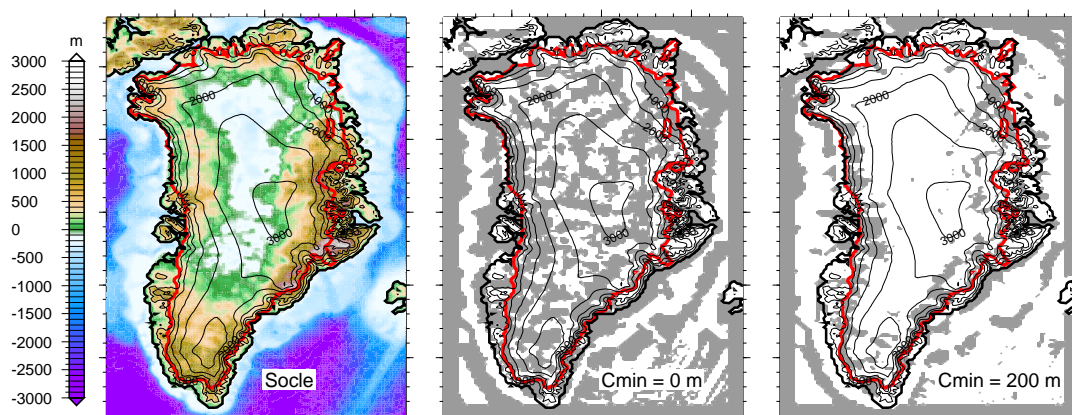


FIGURE 4.3 – Cartes du socle et de deux masques de zones d'écoulements rapides autorisés (en grisé) pour $C_{min} = 0 \text{ m}$ et $C_{min} = 200 \text{ m}$ ($R_{courg} = 200 \text{ km}$, $vs_{min} = 100 \text{ m/a}$). Le bord de la calotte est représenté par un trait rouge et les isolignes de surface sont présentes tous les 500 mètres. Notons que les zones de fleuves de glace "autorisés" du centre de la calotte ne sont probablement pas réalistes car le socle y est mal connu.

Carte de zone admissible

Nous avons principalement défini deux critères pour déterminer la carte de zones admissibles aux écoulements rapides : un critère sur la topographie du socle et un critère sur les vitesses de surface observées actuellement.

- La carte de socle et la détermination des vallées.

Afin d’identifier les vallées la procédure suivie est la suivante : Tout d’abord nous lisons la topographie du socle de *Bamber et al.* (2001) par une fonction biquadratique (voir thèse *G. Navas* (2011)). La détermination des coefficients de cette biquadratique se réalise dans une zone couverte par un cercle de rayon R_{courb} . La différence entre la topographie lissée et la topographie d’origine nous permet d’avoir l’amplitude des vallées et crêtes. Notons que le rayon sur lequel la régression est effectuée, R_{courb} , est très important. Une valeur faible nous permettra de distinguer les vallées très étroites, alors qu’un rayon plus grand nous indiquera les zones dépressionnaires de plus grande échelle.

Une valeur négative sur la carte de différence entre la topographie d’origine et la topographie lissée correspond à une vallée, alors qu’une valeur positive correspond à une crête. Pour s’affranchir des zones où la topographie est très plate (notamment dans les parties les plus centrales) nous appliquons cependant un seuil sur la différence (C_{min}), pour discerner uniquement les vallées les plus marquées. En effet le socle sous le centre de la calotte est relativement mal connu et son relief très peu marqué, les vallées que nous pourrions identifier dans cette région sont donc largement entachées d’erreur.

- Les vitesses de surface observées.

Comme nous l’avons signalé précédemment, notre connaissance actuelle des fleuves de glace au Groenland repose sur les mesures de vitesses de surface. En plus du critère sur le socle, nous autorisons donc également les zones où les vitesses observées sont supérieures à un certain seuil (vs_{min}). Il faut remarquer que ce test supplémentaire est bien souvent redondant avec notre procédure sur la courbure du socle, cependant il permet tout de même d’autoriser notamment des vallées marquées étroites que nous pouvons omettre par un rayon R_{courb} trop important.

- Le choix de la carte de fleuves autorisés de référence. Nous avons donc dû composer avec les trois paramètres précédents R_{courb} , C_{min} et vs_{min} pour déterminer notre carte finale. Le rayon a été choisi suffisamment grand pour identifier des vallées de dimensions au moins supérieures à la résolution de référence (15 km) mais ne dépassant pas les 100 km de large. De plus, comme nous l’avons signalé, nous avons éliminé d’office les valeurs pour lesquelles nous identifions trop de vallées à l’intérieur de la calotte.

Pour affiner les critères, quelques expériences de simulation de cycle glaciaire-interglaciaire ont été effectuées avec les différentes cartes ainsi créées. Lorsque le critère est trop large (beaucoup d’ice streams autorisés), il est apparu régulièrement dans ces simulations que le grand fleuve de glace simulé du nord-est présentait deux branches très marquées. Or, une seule de ces branches est en réalité observée par les satellites. Nous avons donc écarté les cartes d’ice-streams qui génèrent ce “double stream”.

Les valeurs finalement retenues sont :

- $R_{courb} = 200 \text{ km}$
- $C_{min} = 200 \text{ m}$
- $v_{Smin} = 100 \text{ m/a}$

4.3.2 Le suivi de traceurs intégré à la modélisation glaciologique

Comme nous l’avons signalé, une des informations les plus fiables que nous ayons sur l’histoire passée du Groenland est enregistrée à l’intérieur même de ses glaces. Les différents forages donnent une information autant temporelle (à travers l’âge des différentes couches), que spatiale (présence ou non de glace à telle ou telle époque). Pour confronter ces observations terrains aux reconstructions de notre modèle de glace nous avons à notre disposition l’outil de suivi de traceurs, qui nous permet de suivre une particule de glace depuis sa déposition jusqu’à son évacuation (fonte ou calving). Nous avons au cours de ce travail ré-implémenté le module de traceurs développé par *Nicolas Lhomme* au cours de son doctorat (2004)⁴.

Principe : choix de la formulation

L’objectif du module de suivi de traceurs est de pouvoir fournir pour toute particule de glace (en l’occurrence un point de grille de GRISLI) l’information sur la localisation de sa déposition (X_{dep} et Y_{dep}) ainsi que sur la date de sa déposition (t_{dep}). Notons que l’altitude à laquelle s’effectue la déposition peut être ensuite déduite directement du modèle de glace car celui-ci fournit les variations d’altitude dans le temps.

Le transport des particules de glace est un problème d’advection. La résolution de ce type d’équation peut se faire de plusieurs manières, notamment en suivant une vision eulérienne (à grille fixe) ou lagrangienne (en suivant le mouvement). L’équation de transport, pour la variable Ψ (pouvant être X_{dep} , Y_{dep} ou t_{dep}) dans ces deux approches est :

$$\begin{cases} \frac{\partial \Psi}{\partial t} + \nabla(\Psi u) = 0 & \text{formulation eulérienne} \\ \frac{d\Psi}{dt} = 0 & \text{formulation lagrangienne} \end{cases} \quad (4.6)$$

Les modèles de glace étant écrits dans un cadre eulérien, c’est cette version qui est la plus naturelle. Cependant, l’advection introduit des instabilités numériques dans les schémas eulériens (*Vreugdenhil et Koren*, 1993), instabilités qui sont souvent contournées en ajoutant un terme artificiel de diffusion. Le problème de stabilité du schéma eulérien dans la modélisation de suivi isotopique dans un modèle de calotte tri-dimensionnel a été mis en évidence dans *Greve* (1997b). De plus, bien que la glace soit un matériau continu, l’écoulement en un point peut être la conséquence de la rencontre de différents flux, de différentes origines. La définition de gradients continus, indispensable au schéma eulérien n’est pas assurée dans ces conditions. Enfin, une autre source d’instabilité provient de la non-continuité d’une des conditions aux limites : le bilan de

4. Cette ré-implémentation du code de *Lhomme* (2004) a suivi la structure modulaire de GRISLI afin d’en rendre son utilisation possible quelle que soit la géométrie considérée. Ainsi, cette implémentation est maintenant pérenne dans le modèle, quelle que soit la calotte étudiée.

masse de surface. D'une année sur l'autre, on peut passer d'un bilan positif, à un bilan négatif, provoquant ainsi une discontinuité, qui se propage ensuite vers le bas.

Le schéma lagrangien apparaît donc comme une alternative particulièrement adaptée car elle permet de s'affranchir de tous les problèmes de discontinuité. *Rybak et Huybrechts* (2003) comparent les approches eulériennes et lagrangiennes. Ils montrent que l'approche lagrangienne est plus adaptée aux modèles de calotte polaires mais elle présente principalement deux inconvénients majeurs. Le premier est tout d'abord que les champs lagrangiens doivent être interpolés sur la grille du modèle de glace et que cette interpolation conduit à une erreur qui peut être relativement importante. Ensuite, le deuxième problème vient de la formulation du schéma lui-même : la divergence importante de flux à basse altitude entraîne une dispersion de l'information en terme de traceurs. Ainsi, de vastes zones peuvent se retrouver dépourvues de particules de glace advectées. Pour remédier à ce problème, *Rybak et Huybrechts* (2003) suggèrent d'augmenter le nombre d'itérations (le nombre de trajectoires), et par conséquent le coût numérique. Un des enjeux est également le stockage des différentes trajectoires, pour pouvoir utiliser une distribution suffisamment régulière.

Le schéma semi-lagrangien

Le schéma proposé par *Clark et Mix* (2002) et implémenté par *Lhomme* (2004) est un schéma semi-lagrangien. Dans cette approche les quantités sont évaluées sur la grille fixe du modèle de glace. A partir de l'information sur la grille au temps t , on calcule la rétro-trajectoire (x, y, z) , au temps $t - \Delta t$, à partir du champ de vitesse (u_x, u_y, u_z) du modèle de glace par :

$$\begin{cases} x(t - \Delta t) = x(t) - u_x(x, y, z, t) \Delta t \\ y(t - \Delta t) = y(t) - u_y(x, y, z, t) \Delta t \\ z(t - \Delta t) = z(t) - u_z(x, y, z, t) \Delta t \end{cases} \quad (4.7)$$

La position précédente ainsi obtenue n'est pas nécessairement localisée sur la grille du modèle de glace et une interpolation est nécessaire. Nous effectuons dans notre cas une régression trilineaire. En calculant les rétro-trajectoires de tous les points de grille du modèle de glace il est ainsi possible de transporter les quantités Ψ (X_{dep} , Y_{dep} ou t_{dep}) depuis la localisation définie par les rétro-trajectoires à $t - \Delta t$ vers les points de grille au temps t . Le développement complet des équations et des spécificités de ce type de problème est disponible dans la thèse de *Nicolas Lhomme* (2004).

L'approche semi-lagrangienne pour le suivi de traceurs dans un modèle de glace a déjà été appliquée avec succès par *Clark et Mix* (2002). Le module utilisé lors de travail a été calibré, validé et testé lors de la thèse de *N. Lhomme* (2004). Il a été également utilisé sur le Groenland en vu de contraindre son histoire climatique et sa contribution au niveau des mers (*Lhomme et al.*, 2005).

Conditions aux limites

– Conditions en surface.

Le modèle de suivi de traceurs est directement nourri par le bilan de masse de surface. Là où le bilan de masse est positif, l'âge de la glace en surface prend la valeur courante du temps

dans la simulation. Lorsque les bilans de masse en surface sont négatifs, la vitesse verticale est alors dirigée vers le haut et les rétro-trajectoires vont vers des couches de glace situées en profondeur, et donc d'âge plus important. La procédure permet donc de faire "remonter" des couches plus anciennes.

– Conditions à la base.

Lorsque la base est froide l'âge n'est pas modifié, cette grandeur est simplement advectée en suivant les vitesses prescrites par le modèle de glace (mais en général, la vitesse basale est nulle pour la base froide). Dans le cas d'une base tempérée, la fusion, si elle existe, est traitée globalement de la même manière que les bilans de masse en surface négatifs. La vitesse verticale est supposée égale à la fusion. Ainsi, les retro-trajectoires vont viser des couches supérieures, plus jeunes, avec suppression des plus vieilles strates. Notons que le cas du regel n'est pas traité explicitement. En effet, considérer un âge "remis à zéro" et donc une inversion du profil des âges n'est pas réaliste, et non observé dans les carottages. Une condition artificielle est appliquée pour ne pas modifier l'âge à la base (on conserve l'âge que la couche avait avant le regel).

– Conditions initiales.

Il s'agit de définir les valeurs des variables 3D X_{dep} , Y_{dep} , t_{dep} dans l'ensemble de la calotte. La position de déposition initiale (X_{dep} , Y_{dep}) est considérée uniforme selon la verticale. Pour l'âge initial de la glace, a_0 , à la profondeur h (axe dirigé vers le bas), nous avons utilisé une forme analytique simplifiée proposée par Nye (1957) :

$$a_0(h) = \int_{h'=0}^{h'=h} \frac{1}{\lambda(h')} dh' \quad (4.8)$$

Avec λ l'épaisseur d'une couche annuelle.

Dans l'approximation d'une valeur d'accumulation constante au cours du temps (acc_0 égale à la valeur actuelle) on peut montrer, en intégrant l'équation précédente, que l'âge est relié à la profondeur et au taux d'accumulation de façon logarithmique (formule de Nye, 1957). Pour éviter les valeurs infinies à la base, nous avons rajouté une fusion basale fictive faible (f_0 de 0,1 mm/an) et une limite sur l'âge de la glace (1 million d'années).

L'expression de l'âge initial selon la profondeur (z , axe dirigé vers le haut) dans GRISLI s'exprime donc comme :

$$a_0(z) = \frac{H \log(1 - \frac{z}{H}(1 - \frac{f_0}{acc_0}))}{acc_0 - f_0} \quad (4.9)$$

Notons que cette expression n'est valable que là où le bilan de masse est positif et que

nous affectons une valeur nulle à l'âge pour les autres parties de la calotte. Nous tâcherons dans nos simulations de toujours laisser un temps relativement long de mise en équilibre du modèle (spinup) pour que les erreurs commises dans l'initialisation soient atténuées.

4.4 Notre approche vis à vis des travaux antérieurs

De nombreux travaux portant sur la reconstruction de l'évolution du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire en utilisant la modélisation glaciologique ont déjà été publiés. Nous présenterons ici les principaux travaux dans ce domaine, et nous insisterons notamment sur les paramètres calibrés ainsi que les données utilisées pour réaliser ces calibrations. La fin de cette partie dresse un récapitulatif des données de terrain pouvant servir de contraintes pour notre modèle. Le chapitre suivant quant à lui exposera nos résultats concernant les différents problèmes afférents à la modélisation du dernier cycle glaciaire-interglaciaire.

4.4.1 Etat de l'art

Les différents modèles utilisés pour les simulations glaciaire-interglaciaire

Il faut en premier lieu citer le projet d'intercomparaison EISMINT (European Ice Sheet Modeling Initiative), lancé en 1991. Ce projet propose notamment d'effectuer des simulations glaciaire-interglaciaire avec un climat en mode perturbation. La paramétrisation de la température actuelle suivait l'ancienne formulation d'*Ohmura et Reeh* (1991) et la perturbation se basait sur le forage de GRIP (voir *Huybrechts et al.*, 1996 pour le cadre précis de cette intercomparaison). Les topographies actuelles simulées de tous les modèles ainsi que le volume de glace simulé étaient comparés. Malheureusement, une grande partie des résultats n'ont pas été publiés. Cependant, de grandes disparités étaient observées, notamment dans le volume de glace de l'Eémien. Mentionnons toutefois que l'intégralité des modèles impliqués dans EISMINT était basée sur l'approximation SIA. Bien que similaire dans sa partie forçage climatique, notre approche utilise des données plus récentes et une résolution plus fine et incorpore la représentation des écoulements rapides. On espère ainsi pouvoir mieux représenter les processus de déglaciation et notamment l'accélération des fleuves de glaces. La représentation des ice-shelves est également une grande amélioration qui permet une définition plus réaliste de l'extension de la calotte en climat glaciaire (avec notamment l'historique de la jonction du Groenland avec la calotte inuitienne des îles Ellesmere).

En lien plus ou moins direct avec ce projet d'intercomparaison, dans le cadre de la reconstruction du Groenland au cours de l'intégralité du cycle, nous pouvons citer les premiers travaux de *Letréguilly et al.* (1991), puis les travaux de *Ritz et al.* (1997) ou bien *Greve* (1997a). D'autres reconstructions de l'intégralité du cycle glaciaire-interglaciaire ont été effectuées par la suite mais toutes se basent sur l'approximation SIA. Nous détaillerons dans la suite les différentes approches utilisées.

La prise en compte du climat passé

Nous avons précédemment listé les différentes manières de reconstruire un historique du climat au cours du dernier cycle. L'approche la plus utilisée est la méthode du climat en mode perturbation. Nous pouvons ainsi citer les travaux de *Letréguilly et al.* (1991), *Ritz et al.* (1997), *Greve*

(1997a), *Marshall et Cuffey* (2000) *Huybrechts* (2002) ou encore *Tarasov et Peltier* (2002).

Une autre méthode relativement classique est l'utilisation de snapshots GCMs. Mais bien que cette technique ait pu être utilisée sur d'autres géométries (par exemple pour les calottes de l'hémisphère nord dans *Charbit et al.*, 2002, *Peyaud et al.*, 2007 ou *Zweck et Huybrechts*, 2005), à notre connaissance, il n'y a pas à l'heure actuelle d'application de cette méthode pour des reconstructions du dernier cycle sur le seul Groenland.

Au vu de la faible résolution spatiale des EMICs, ces modèles ne semblent pas appropriés pour s'intéresser au seul Groenland sur l'intégralité du cycle glaciaire-interglaciaire. Pour palier à ce manque de modèles plus physiques pour la représentation de l'atmosphère que le traditionnel modèle des PDDs utilisé en mode perturbation, *Tarasov et Peltier* (1999) et *Robinson et al.* (2011) proposent l'utilisation d'un EBM couplé au modèle de calotte (notons que cet EBM est lui-même nourri par un EMIC). Alors que *Tarasov et Peltier* (1999) se focalisent sur l'effet du couplage thermo-mécanique sur 100 000 ans, *Robinson et al.* (2011) appliquent leur modèle sur deux cycles et se concentrent principalement sur l'état de la calotte simulée durant l'Eémien.

Lors de ce travail, nous avons principalement choisi l'approche classique du climat en mode perturbation qui se prête davantage aux larges études de sensibilité. Cependant, nous avons également utilisé un snapshot d'un GCM comme une alternative pour le climat éémien. Cette approche relativement innovante est discutée au cours du chapitre suivant.

Quels paramètres ont été testés

Les paramètres du modèle qui ont été testés dans les études précédentes se regroupent en deux familles : les paramètres liés à la dynamique et les paramètres liés au climat. Dans cette première famille on en distingue principalement deux. Tout d'abord, étant donné que tous les modèles utilisés pour les reconstructions de l'intégralité du cycle glaciaire-interglaciaire étaient des modèles SIA, ils utilisaient majoritairement des lois de glissements de type Weertman (voir équation 2.17). Ainsi le coefficient de glissement de cette loi a été évalué dans plusieurs travaux (*Ritz et al.*, 1997; *Greve*, 1997a; *Tarasov et Peltier*, 2003; *Robinson et al.*, 2011). Ensuite, le facteur multiplicatif rendant compte de l'anisotropie de la glace (enhancement factor, noté E_{SIA}) a largement été testé également avec des valeurs variants de 1 à 8, avec des valeurs plus probables comprises entre 3 et 8. *Ritz et al.* (1997) et *Tarasov et Peltier* (2003) préconisent l'utilisation de la valeur 5. *Greve* (1997a), *Lhomme et al.* (2005) ainsi que *Tarasov et Peltier* (2003) proposent également une étude de sensibilité quant à la variabilité temporelle de ce facteur (glace des périodes interglaciaires ou glaciaires). Une condition aux limites particulière est à rapprocher des études de sensibilité sur les paramètres dynamiques : le vêlage d'icebergs. Ainsi, différentes paramétrisations ont été évaluées dans *Tarasov et Peltier* (2002).

La deuxième famille des paramètres testés sont ceux ayant trait au climat. Notamment l'ablation, principalement calculée par PDD, nécessite l'utilisation de coefficients de fonte, C_{snow} et C_{ice} . Les valeurs de référence de ces paramètres ont initialement été ceux de *Reeh* (1991) (par exemple dans *Letréguilly et al.* (1991), *Huybrechts* (1994) ou *Ritz et al.* (1997)). Cependant, *Ritz et al.* (1997) effectuent des tests de sensibilité sur les coefficients d'ablation et proposent ainsi des valeurs plus importantes pour la fonte de la neige (un peu plus de 60%). Une modification de la formulation des coefficients de fonte a été utilisée par *Tarasov et Peltier* (2002) pour rendre compte des ef-

fets combinés de température et d'albédo. Ces mêmes coefficients ont également été calibrés dans *Greve et al.* (2011) jusqu'à des valeurs beaucoup plus importantes que *Reeh* (1991) et par là même non-justifiables physiquement (jusqu'à 250% des valeurs de *Tarasov et Peltier* (2002)). Bien que non apparenté à l'approche du PDD des travaux précédents, *Robinson et al.* (2011) utilisent un facteur de fonte dans leur EBM sur lequel ils testent la sensibilité. Les autres composants du bilan de masse ont également été évalués. Notons ainsi, que l'impact d'un schéma de regel différent de celui proposé par *Reeh* (1991) (celui de *Janssens et Huybrechts*, 2000) a également été évalué dans *Tarasov et Peltier* (2002). La fraction solide des précipitations ainsi que la correction de la précipitation associée à un changement de température ont également été testées dans *Huybrechts* (2002), *Tarasov et Peltier* (2002) et *Lhomme et al.* (2005). *Tarasov et Peltier* (2002) autorisent notamment des variations spatiales de la correction de précipitation associée à un changement de température. *Lhomme et al.* (2005) modifient quant à eux le champ de précipitation du climat actuel. En plus de ces paramètres impliquant la pure représentation du bilan de masse, *Cuffey et Marshall* (2000) s'intéressent à la reconstruction de l'anomalie de température déduite des enregistrements isotopiques. Ainsi ils appliquent des corrections au facteur multiplicatif de conversion entre l'isotope de l'oxygène et la température, pour prendre notamment en compte des possibles effets de changements d'altitude. *Tarasov et Peltier* (2003) ainsi que *Lhomme et al.* (2005) s'inspirent des travaux de *Cuffey et Marshall* (2000) pour également modifier la conversion isotopique en température. De manière moins complète, *Huybrechts* (2002) modifie simplement l'amplitude du signal d'anomalie.

Enfin, il faut mentionner également le cas particulier du flux géothermique. Celui-ci est relativement mal connu. La carte la plus récente de *Shapiro et Ritzwoller* (2004) utilisant des techniques sismiques, ne permettant pas un bon accord avec le flux géothermique déduit des mesures de température dans les forages profonds de North GRIP et de Dye 3. Ce flux a donc généralement été inclus dans les expériences de sensibilité. *Ritz et al.* (1997) utilisent une répartition homogène de ce flux, et le font varier entre 42 et 60 mW/m². *Robinson et al.* (2011) eux aussi choisissent cette approche, avec une gamme de variation entre 50 et 70 mW/m². *Tarasov et Peltier* (2003) utilisent le flux de *Pollack et al.* (1993), flux évalué à partir d'une compilation d'observations, et lui appliquent des modifications locales. *Greve* (2005) utilise aussi ce flux de *Pollack et al.* (1993) mais également celui de *Shapiro et Ritzwoller* (2004). Aussi bien dans *Tarasov et Peltier* (2003) que dans *Greve* (2005) des tests de sensibilité sont effectués sur ce flux et des modifications locales sont appliquées. Les conclusions de ces travaux sont tout d'abord que le flux géothermique modifie principalement les températures internes simulées, mais également l'altitude de la calotte (diminution d'épaisseur pour une augmentation du flux géothermique). Ce flux est loin d'être homogène sous la calotte, mais ni les valeurs de *Shapiro et Ritzwoller* (2004), ni celles de *Pollack et al.* (1993), ne permettent de simuler correctement le profil de température aux points de forages.

Nous nous inscrivons avec ce travail dans la lignée de ces études de sensibilité. Les paramètres liés à la dynamique comme ceux liés au calcul de bilan de masse ont été évalués. Nous avons également choisi d'inclure des paramétrisations différentes du regel et de la correction des précipitations. Le flux géothermique lui aussi a été testé.

Quelles variables ont été utilisées pour la validation/calibration

La topographie observée de la surface actuelle est certainement la première contrainte naturelle. La topographie de surface fait partie en effet des variables les mieux connues de par son

observation directe. Ainsi, *Ritz et al.* (1997) utilisent des critères sur la géométrie actuelle pour valider le modèle de glace : altitude maximale de la calotte, volume simulé et surface englacée. Ces mêmes paramètres sont aussi évalués dans *Tarasov et Peltier* (1999), *Tarasov et Peltier* (2002) et *Greve et al.* (2011). La topographie actuelle est le résultat “en fin de simulation” et le chemin pour parvenir à ce résultat doit idéalement être contraint lui aussi. Cependant, comme nous l’avons vu, nous n’avons des informations sur la position des marges de la calotte uniquement sur la période de la dernière déglaciation. Ainsi, *Huybrechts* (2002) vérifie que son modèle simule correctement les timings de retrait des marges continentales durant la déglaciation en suivant les travaux de reconstructions locales de *Kelly* (1985), *Weidick* (1985) et *Weidick* (1990). Ces travaux se basent sur des critères de datation de sédiments et de débris organiques. La contrainte n’est pas nécessairement très forte car elle ne concerne que des zones extrêmement limitées et n’est pas exempte d’erreurs de datation. *Tarasov et Peltier* (2002) utilisent pour leur part des reconstructions de niveau des mers relatifs (RSLs pour Relative Sea Levels) dans une compilation faite à l’université de Toronto et tirent profit de leur modèle complexe d’isostasie pour contraindre leur modèle de glace au cours de déglaciation. Ces RSLs fournissent une information en terme de masse (la charge) mais pas sur la géométrie. GRISLI n’a qu’un module relativement simple de représentation locale de l’isostasie. L’absence d’un couplage avec un modèle global complexe d’isostasie nous empêche actuellement d’utiliser les RSLs pour contraindre le modèle. Cependant pour contraindre l’historique du retrait holocène nous utiliserons plutôt les reconstructions d’évolution d’altitude aux différents sites de forage de *Vinther et al.* (2009) ; travaux que nous détaillerons dans le chapitre suivant.

Les carottes de glace contiennent une grande part de notre connaissance actuelle sur le Groenland. Les forages profonds au Groenland fournissent en effet les profils verticaux de température, ainsi que les âges et le contenu isotopique en fonction de la profondeur (l’âge étant le résultat de la procédure de datation). Le profil vertical de température est utilisé comme calibration par *Tarasov et Peltier* (2003) et *Greve* (2005). Dans ces deux études, un assez bon accord a pu être trouvé notamment entre les températures basales simulées et mesurées. Les modèles qui ont cherché à reproduire la relation âge-profondeur des points de forage sont ceux possédant un module de suivi de traceurs. Ainsi *Tarasov et Peltier* (2003) et *Lhomme et al.* (2005) calibrent leur modèle pour reproduire au mieux le profil d’âge à GRIP. A cette information en terme de traceurs, il est possible de convoluer une information isotopique pour recréer des carottes synthétiques. *Tarasov et Peltier* (2003) et *Lhomme et al.* (2005) comparent ainsi leurs carottes synthétiques aux carottes réelles, et utilisent cette comparaison pour calibrer leur modèle de glace. Avec GRISLI, nous profiterons de la récente ré-implémentation du code de suivi de traceurs pour réaliser le même genre de calibration.

Quelle méthode de validation

L’approche “essai-erreur” est la manière la plus simple de réaliser une étude de sensibilité. La définition d’une gamme de variations de paramètres permet ensuite de réaliser des expériences systématiques pour couvrir cette gamme. C’est la procédure suivie par *Ritz et al.* (1997), *Huybrechts* (2002) et *Greve et al.* (2011). D’autres méthodes statistiques plus rusées et systématisées existent. Notamment l’approche bayésienne, qui consiste à profiter de l’enseignement d’une expérience passée pour contraindre une expérience à venir. Elle tire sa source de l’utilisation des probabilités conditionnelles du théorème de *Bayes*. *Tarasov et Peltier* (2002) utilisent notamment ce genre d’outils statistiques pour rendre plus efficace leur recherche de la solution optimum. Les simulations d’ensemble sont une alternative relativement répandue. A l’aide de la définition d’une

fonction score à maximiser, les simulations d'ensemble permettent de définir les états "les plus plausibles". Ces méthodes commencent à être de plus en plus employées en glaciologie, mais concernant son utilisation sur le Groenland du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, nous n'avons à notre connaissance que les travaux de *Robinson et al.* (2011). Nous pouvons cependant citer également les travaux de *Stone et al.* (2010) dans lesquels cette méthodologie a été appliquée à la simulation d'état stationnaire. Actuellement le modèle que nous avons utilisé au cours de ce travail ne possède pas de post-traitement statistique automatique. Des travaux sont en cours afin d'appliquer des méthodes d'assimilation de données sur GRISLI. Cependant, au cours de ces travaux nous avons utilisé une simple approche "essai-erreur", qui permet tout de même de balayer un large spectre de possibilités et de mesurer la sensibilité du modèle. Toutefois, avec cette approche il n'est pas possible de définir un état optimal.

4.5 Bilan de chapitre

Si la topographie actuelle du Groenland est relativement bien connue, il n'en est pas de même pour son évolution passée. Les informations les plus solides que nous ayons à notre disposition sont contenues dans les carottes profondes du Groenland, qui permettent de remonter dans le temps jusqu'au dernier interglaciaire. Les enregistrements sont plus précis dans l'histoire récente (jusqu'au début de l'Holocène) car le comptage annuel des couches est encore possible.

Ce travail s'inscrit dans la continuité des travaux de reconstructions du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Le modèle de glace utilisé ici n'avait cependant pas encore été utilisé dans de telles applications. Ainsi nous tâcherons de présenter dans le chapitre suivant les tests de sensibilité aux paramètres mal connus et nous confronterons les résultats des modélisations aux principales informations à notre disposition (voir table 4.2).

Une des nouveautés de notre travail est, en plus de l'utilisation de données de conditions aux limites plus récentes, l'utilisation d'un modèle hybride SIA-SSA et non pas uniquement SIA comme

Quelles observations ?	Variables du modèle pour interpréter ces observations	Paramètres clefs du modèle permettant d'ajuster les résultats à ces observations
<ul style="list-style-type: none"> – Topographie actuelle observée – RSL 	Topographie simulée au cours du temps : <ul style="list-style-type: none"> – Altitude – Volume – Superficie 	<ul style="list-style-type: none"> – Représentation du climat actuel (température et précipitation) – Valeurs des paramètres dynamiques – Choix des paramètres de reconstruction du climat passé (anomalie de température, perturbation de la précipitation)
<ul style="list-style-type: none"> – Isotope dans les forages (thermomètre isotopique) 	<ul style="list-style-type: none"> – Température de surface simulée (thermomètre isotopique + variations d'altitude) 	<ul style="list-style-type: none"> – Paramètre du thermomètre isotopique
<ul style="list-style-type: none"> – Isochrones et datation des carottes (Younger Dryas, glace de l'Eémien dans les trous de forage) 	<ul style="list-style-type: none"> – Age en fonction de la profondeur (Outil "traceurs") 	<ul style="list-style-type: none"> – Variation de l'accumulation – Flux géothermique
<ul style="list-style-type: none"> – Profils verticaux de température mesurés 	<ul style="list-style-type: none"> – Profils verticaux de température simulés 	<ul style="list-style-type: none"> – Flux géothermique et carte de température de surface actuelle – Perturbation en température
<ul style="list-style-type: none"> – Evidences géomorphologiques : jonction Groenland-Ellesmere, timing de la déglaciation 	Topographie simulée au cours du temps : <ul style="list-style-type: none"> – Altitude – Superficie 	<ul style="list-style-type: none"> – Reconstruction de l'historique du climat et choix de la dynamique – Représentation des Ice-shelves (calving et fusion basale)

TABLE 4.2 – Rappel des principales contraintes et des paramètres du modèle y étant associés. Le modèle de glace étant entièrement couplé, il n'est pas envisageable de séparer clairement des effets. Les paramètres clefs du modèle (troisième colonne) sont ainsi les paramètres à-priori les plus impliqués dans le dit processus.

les travaux antérieurs. De plus, nous utiliserons au mieux l’outil de suivi de traceurs nouvellement ré-implémenter pour calibrer le modèle.

Chapitre 5

La reconstruction du Groenland au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire

Sommaire

5.1	Simulation de référence pour les expériences de déglaciation	97
5.1.1	La topographie simulée et le volume de glace	98
	L'évolution de la géométrie	98
	L'évolution temporelle du volume au cours de la déglaciation	100
	L'évolution des altitudes de surface durant l'holocène	101
5.1.2	Le champ 3D de température	103
	La température de surface	104
	La température basale	104
5.1.3	Le champ de vitesse simulée	105
5.1.4	L'âge de la glace	106
	Conclusion sur la simulation de référence	109
5.2	Tests de sensibilité et calibration du modèle au cours de la déglaciation . .	109
5.2.1	De nouvelles paramétrisations du bilan de masse de surface	109
	Les coefficients de fonte dépendants de la température	109
	Une paramétrisation plus physique du regel	110
	La paramétrisation des effets orographiques	110
	Résultats en terme de topographies simulées	111
5.2.2	Calibration du modèle sur la dernière déglaciation	113
	Récapitulatifs des tests de sensibilités : les impacts	113
	Résultats de sensibilité : l'évolution d'altitude aux points de forage . .	115
	Simulation de la dernière déglaciation avec un modèle calibré	119
5.3	La reconstruction du Groenland à l'Eémien	124
5.3.1	De l'importance de remonter jusqu'au précédent état glaciaire	124
5.3.2	Un index de température multi-proxy pour le Groenland couvrant deux cycles glaciaire-interglaciaire	126
	L'enregistrement de la concentration de méthane à EPICA-DOME C, Antarctique	126
	Isotopes de l'oxygène à North GRIP	127

	Raccord entre l'index méthane et l'index NGRIP : l'utilisation de mesures de SST	128
5.3.3	Prise en compte d'un changement de pattern des températures et des précipitations à l'Eémien	129
	Méthodologie : l'utilisation de données atmosphériques en relatif . . .	129
	Les anomalies de températures et de précipitations à l'Eémien	130
5.3.4	Le Groenland au cours du dernier cycle, résultats	131
	Volume et topographie sur l'intégralité du cycle	132
	La topographie du Groenland durant l'Eémien	132
	Les "carottes synthétiques" en tant qu'outil de validation ?	135
5.4	Bilan de chapitre	138

Dans ce chapitre, nous présenterons les résultats des expériences de reconstruction de l'évolution passée de la calotte du Groenland. Nous tâcherons de confronter les variables principales du modèle de glace (topographie, champ 3D de température, champ de vitesse) aux données disponibles. Rappelons que ce travail s'inscrit dans un projet concernant l'état du Groenland durant le dernier interglaciaire, l'Eémien. Cependant, étant donné le peu d'informations disponibles sur cette période la première étape du travail de modélisation consiste à la validation / calibration sur une période mieux connue. C'est pourquoi nous présenterons tout d'abord les résultats de simulation de la dernière déglaciation pour ensuite travailler sur des périodes plus anciennes.

Pour nos premières expériences nous avons beaucoup utilisé les données fournies par le CISM (Community Ice Sheet Model ¹). Cette communauté fait partie intégrante du projet SeaRISE (Sea-level Response to Ice Sheet Evolution). Ce projet de la NASA, basé sur l'initiative volontaire internationale de différents groupes, a pour but de faire des projections pour les prochains 100-200 ans de la contribution du Groenland au niveau global des mers. L'intérêt d'utiliser cette base de données est tout d'abord son accessibilité et sa large validation de la part de la communauté scientifique. De fait, ces données sont en quelque sorte devenues une référence dans le domaine de la modélisation du Groenland.

5.1 Simulation de référence pour les expériences de déglaciation

	Notation	Valeur	Référence
Carte de précipitations actuelles	$P_m(x,y,mois)$	Variable	<i>Ettema et al. (2009)</i>
Carte de températures de l'air actuelles	$T_m(x,y,mois)$	Variable	<i>Fausto et al. (2009)</i>
Coefficient de fonte de la neige	C_{snow}	$3,0mm.j^{-1}.^{\circ}C^{-1}$	<i>Reeh (1991)</i>
Coefficient de fonte de la glace	C_{ice}	$8,0mm.j^{-1}.^{\circ}C^{-1}$	<i>Reeh (1991)</i>
Lapse rate topographique : valeur de juillet	lr_{july}	$-5,426^{\circ}C.km^{-1}$	<i>Fausto et al. (2009)</i>
Lapse rate topographique : valeur annuelle	lr_{ann}	$-6,309^{\circ}C.km^{-1}$	<i>Fausto et al. (2009)</i>
Coefficient de rétroaction température-précipitation	γ_{acc}	0,07	<i>Huybrechts (2002)</i>
Facteur de conversion isotopique	α'	$0,42\%.C^{-1}$	<i>Huybrechts (2002)</i>
Coefficient de frottement basal	β	$1500m.an.Pa^{-1}$	<i>Quiquet et al. (2012)</i>
SIA enhancement factor : loi de Glen	E_3^{SIA}	3,0	<i>Quiquet et al. (2012)</i>
SIA enhancement factor : loi linéaire	E_1^{SIA}	1,0	<i>Quiquet et al. (2012)</i>
SSA enhancement factor : loi de Glen	E_3^{SSA}	0,8	<i>Quiquet et al. (2012)</i>
SSA enhancement factor : loi linéaire	E_1^{SSA}	1,0	<i>Quiquet et al. (2012)</i>
Flux géothermique	$\phi_0(x,y)$	Variable	<i>Shapiro et Ritzwoller (2004)</i>

TABLE 5.1 – Liste des paramètres de la simulation standard. Ces mêmes paramètres ont tous été testés lors d'expériences de sensibilité, présentées plus loin dans ce chapitre.

Ici nous discuterons d'une simulation de référence, et nous la confronterons à des observations. Cette simulation de référence reprend un ensemble de valeurs de paramètres utilisées régulièrement en glaciologie, avant toute forme de calibration. Les valeurs de ces paramètres standards se trouvent résumées dans la table 5.1.

Pour obtenir cette simulation de référence nous avons utilisé la méthodologie décrite au chapitre 4

1. http://websrv.cs.umd.edu/isis/index.php/Main_Page

en appliquant une perturbation en température reconstruite d'après l'isotope de GRIP en suivant *Huybrechts* (2002). Cette simulation couvre une période de 125 000 mais nous ne nous intéresserons dans cette section qu'aux derniers 20 000 ans. Les effets du choix de l'état initial sont donc très largement atténués.

5.1.1 La topographie simulée et le volume de glace

L'évolution de la géométrie

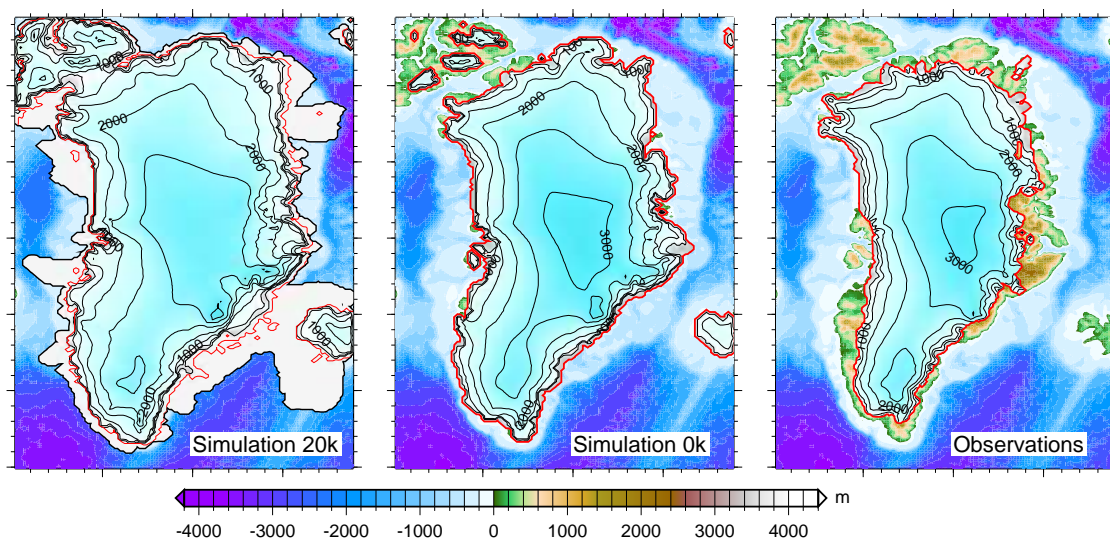


FIGURE 5.1 – Topographie simulée du Groenland à 20 ka et à l'actuel dans la simulation de référence. La topographie actuelle observée est présentée dans la partie droite. La ligne rouge représente la grounding line. Les zones en blanc sont les ice shelves.

La figure 5.1 présente la géométrie de la calotte à deux époques, 20 ka (LGM) et le présent². Notons qu'au dernier maximum glaciaire, une liaison de glace est simulée entre le Groenland et les îles Ellesmere au Nord-Ouest. A cet endroit, la glace est posée mais un fleuve de glace est présent (voir figure 5.3), favorisant un fort écoulement vers la baie de Baffin (Sud-Ouest). La calotte était à l'époque beaucoup plus étendue et avançait loin sur le talus continental. Cependant son altitude était plus modeste, de part les faibles précipitations associées à un climat bien plus froid.

La topographie obtenue en fin de simulation, correspondant donc à l'état actuel simulé, n'est pas toujours en bon accord avec l'observation. La carte de différence entre la topographie simulée et la topographie observée de *Bamber et al.* (2001) est présentée dans la figure 5.2. La calotte actuelle simulée est généralement trop étendue. Les zones les plus problématiques étant le Sud-Ouest, la côte Est, et le Nord-Est, qui présentent des différences d'épaisseur de glace supérieure à 1000 mètres. Notons aussi que l'Islande reste englacée sous plus de 1000 mètres de glace.

Ces différences de géométrie entre la calotte simulée et la calotte observée peuvent être due à deux raisons distinctes, mais toutefois inter-connectées. Premièrement, le bilan de masse de surface, aussi bien dans sa reconstruction passée que dans sa valeur présente, peut ne pas être bien

2. Nous appellerons souvent ce type de représentation "snapshots" (instantanés).

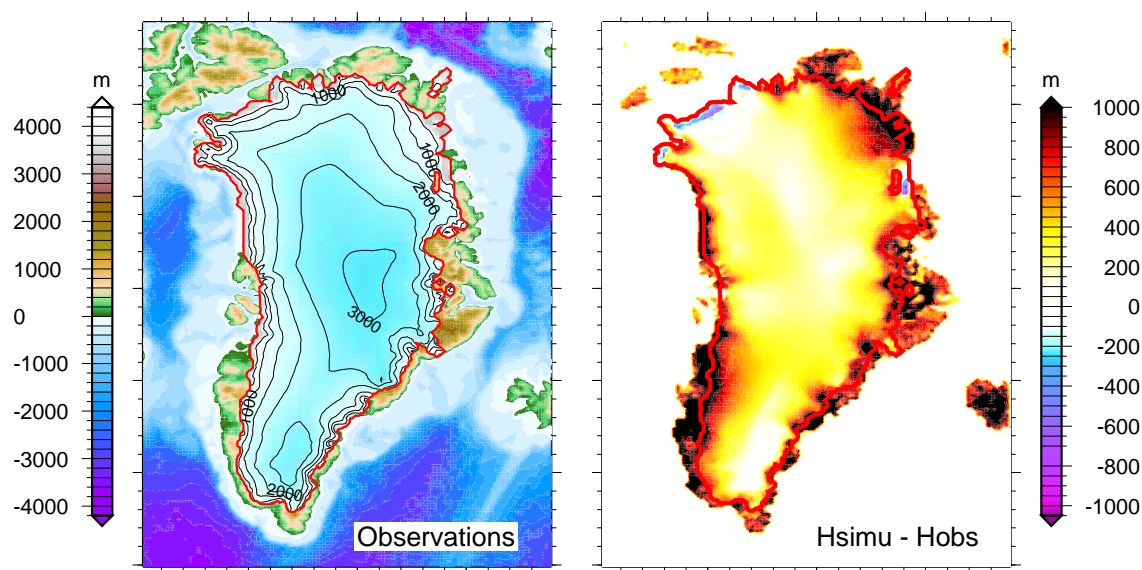


FIGURE 5.2 – Topographie actuelle observée (à gauche) et différence entre l'épaisseur de glace simulée dans la simulation de référence et l'épaisseur de glace observée (à droite). L'extension actuelle de la calotte est représentée par une ligne rouge dans les deux cartes. Exceptée pour une étroite partie proche du dôme sud et du littoral nord ouest, l'épaisseur de glace simulée est largement plus importante que celle des observations.

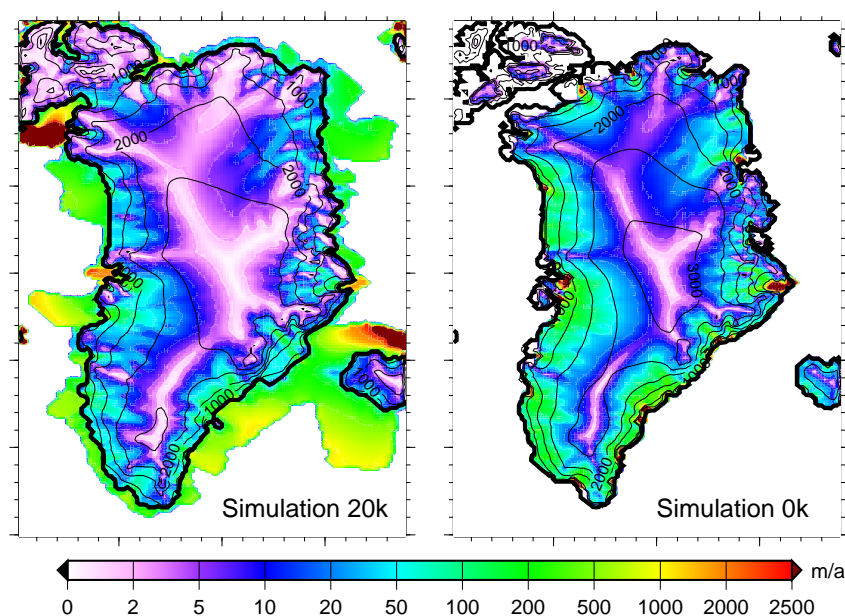


FIGURE 5.3 – Champ de vitesses simulé au Groenland à 20 ka et à l'actuel dans la simulation de référence. Les isolignes de la surface simulée sont présentes tous les 500 mètres.

défini. Deuxièmement, l'écoulement de la calotte peut, lui aussi être entaché d'erreurs. Ainsi, les causes sont bien distinctes mais les effets peuvent être reliés : en apportant plus de glace en zone d'ablation, une calotte à l'écoulement rapide recule-t-elle plus vite lors de la déglaciation qu'une

calotte à l'écoulement plus lent ? Nous tâcherons par la suite de quantifier aussi bien les effets purement "bilan de masse" que les effets "écoulement".

L'évolution temporelle du volume au cours de la déglaciation

La figure 5.4 présente l'évolution du volume total des glaces au cours des 20 000 dernières années en réponse au forçage climatique déduit de l'enregistrement de GRIP. Le Younger Dryas, dernière période froide de l'histoire récente, est très bien marqué dans l'enregistrement de GRIP et se trouve aux alentours de 12 000 ans. Cependant la calotte ne réagit pas immédiatement et un maximum se situe vers 10 000 ans. A partir de ce point, une lente diminution du volume des glaces s'opère, passant de 4,3 à 3,8 millions de km^3 . Cependant, comme nous avons pu le voir pour la topographie simulée, le volume simulé à l'actuel reste bien au-dessus de la valeur observée, qui est d'environ 2,9 millions de km^3 .

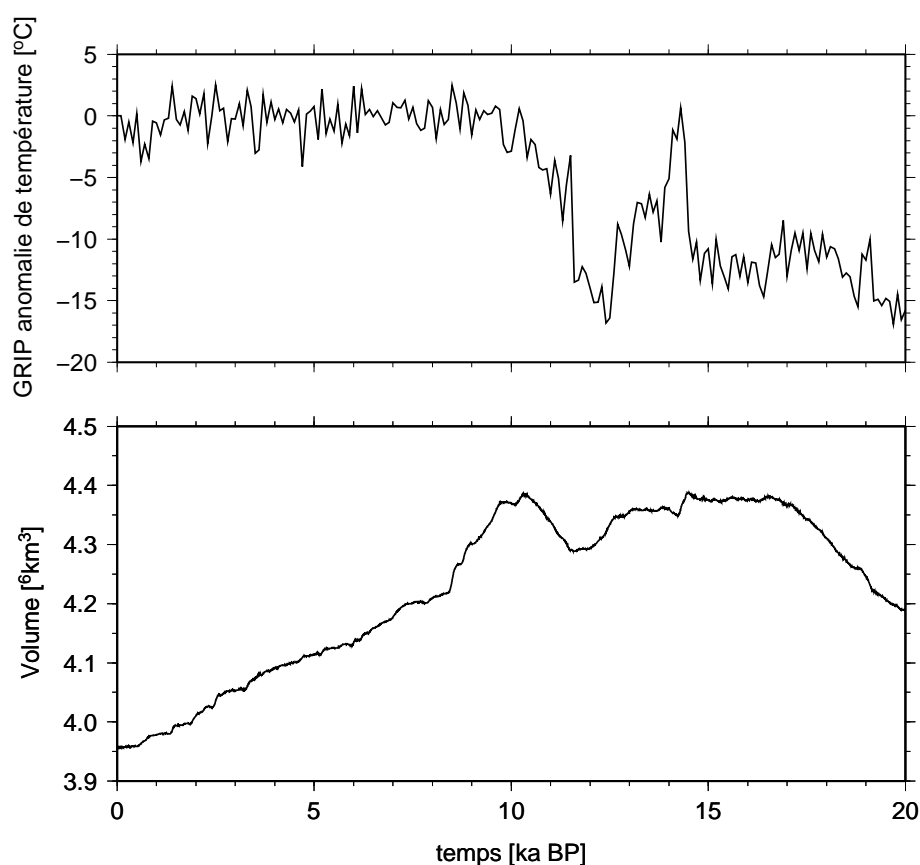


FIGURE 5.4 – En haut, forçage du modèle : évolution de l'anomalie (par rapport à l'actuel) de la température de l'air au Groenland (cf. chapitre 4 pour la méthode de forçage) ; en bas : variations consécutives du volume de glace simulé, au cours des 20 000 dernières années dans la simulation de référence. Le volume actuel estimé *Bamber et al.* (2001) est d'environ $2,9 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Le modèle dans sa version de référence semble produire un volume actuel bien trop important dû à une décroissance holocène trop limitée.

L'évolution des altitudes de surface durant l'holocène

Au vu du volume simulé à l'actuel trop important dans la simulation, il semblerait que le retrait des glaces soit sous-estimé dans GRISLI. Cependant le volume simulé dépend aussi bien de l'altitude de la calotte que de son extension. Il est donc particulièrement instructif de comparer également les évolutions d'altitude en des point précis, pour lesquels nous avons des informations de déglaciation : les points de forages profonds.

L'étude des isotopes des carottages profonds au Groenland a permis de retracer un historique de la déglaciation Holocène. *Vinther et al.* (2009) suggèrent que deux forages, Agassiz (sur les îles Ellesmere, au Nord-Ouest du Groenland) et Renland (côte Est du Groenland), situés en périphérie du Groenland sur des petits dômes locaux n'ont pas été affectés par la dynamique glaciaire (petite calotte de cirque). En utilisant cette information ces auteurs peuvent ainsi calibrer les variations isotopiques en distinguant un effet purement climatique dans les variations d'altitude pour ces points de forage. La similitude entre les enregistrements à Agassiz et Renland, distants de plus de 1500 km, suggère une variation homogène du climat du Groenland durant l'Holocène. Forts de

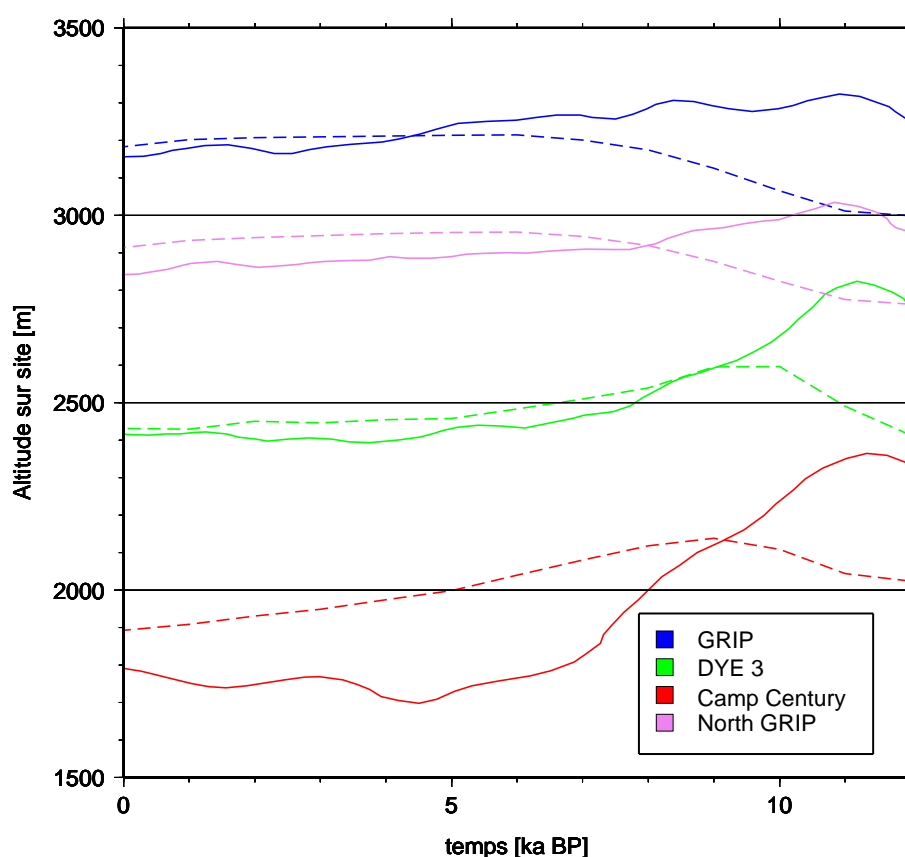


FIGURE 5.5 – Evolution de l'altitude de la glace aux points de forage de GRIP, Dye 3, Camp Century et North GRIP au cours de l'Holocène dans les travaux de *Vinther et al.* (2009) (traits pleins) et dans notre simulation de référence (tirets). Le maximum Holocène est bien moins marqué dans notre simulation et son timing (aux alentours de 10 ka) ne correspond pas à celui de *Vinther et al.* (2009) (11 ka).

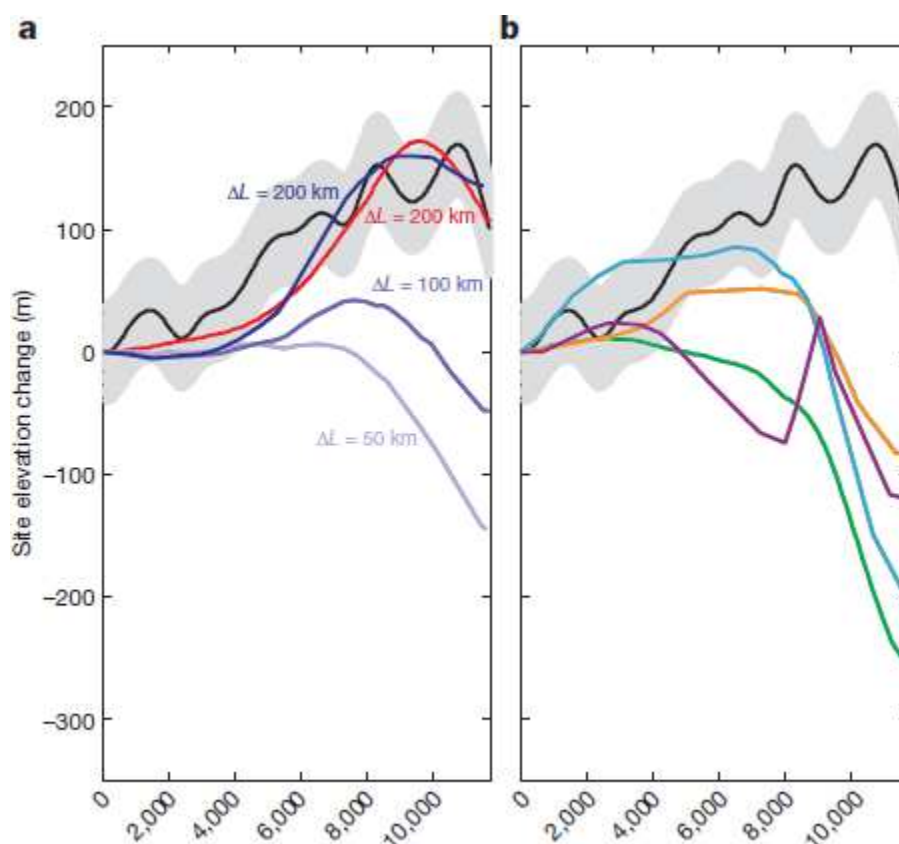


FIGURE 5.6 – a- Evolution de l'altitude de la glace aux points de forage de GRIP pour Vinther *et al.* (2009) (noir) et simulations pour différentes valeurs de retrait de la bordure de la calotte durant l'Holocène dans deux modèles conceptuels (en rouge, Johnsen *et al.*, 1995, et en bleu Cuffey et Clow, 1997). b- Evolution de l'altitude de la glace aux points de forage de GRIP pour Vinther *et al.* (2009) (noir) et pour quatre modèles 3D : Huybrechts (2002) (orange), Tarasov et Peltier (2003) (magenta), Greve (2005) (bleu) et Lhomme *et al.* (2005) (vert). Le comportement de GRISLI se rapproche de celui de Lhomme *et al.* (2005). Figure tirée de Vinther *et al.* (2009).

cette information, Vinther *et al.* (2009) proposent une reconstruction des variations d'altitude des points de forage au centre du Groenland comme Camp Century, North GRIP, GRIP, Dye 3. Leurs reconstructions tiennent également compte des effets d'origine de la glace.

La figure 5.5 présente les variations d'altitude pour les quatre forages cités précédemment.

Dans la simulation obtenue avec GRISLI, l'altitude à GRIP et North GRIP augmente au début de l'Holocène, puis se stabilise. Dye 3 et Camp Century présentent pour leur part une augmentation d'altitude jusque 10-11 ka puis une lente diminution. L'augmentation d'altitude au début de l'Holocène ne peut s'expliquer que par la rétro-action température-précipitation. En effet alors que la période glaciaire est très sèche, l'Holocène présente une accumulation bien plus importante. Etant donné l'absence d'ablation aux sites de forage, le recul quant à lui ne peut s'expliquer que par deux facteurs :

- L'effondrement de la calotte sur les bords se propage vers l'intérieur et entraîne une désta-

bilisation loin à l'intérieur des terres et diminue l'altitude aux sites les plus intérieurs.

- L'augmentation de la température de surface induit une augmentation sensible de la température entraînant une diminution de la viscosité de la glace ce qui facilite son écoulement.

Il existe un fort désaccord entre GRISLI et les reconstructions de *Vinther et al.* (2009), qui suggèrent un maximum d'altitude vers 11 ka pour tous les sites de forages. Cela revient à un recul synchrone avec l'augmentation des températures relevées à GRIP ce qui est loin d'être observé dans GRISLI. Faisons remarquer que *Vinther et al.* (2009) comparent ces reconstructions avec le résultat de 4 modèles 3D de calotte polaire appliqués sur le Groenland et qu'aucun modèle n'est en accord avec les reconstructions (voir figure 5.6).

Vinther et al. (2009) proposent deux principales explications pour le désaccord entre ces travaux de reconstructions et la réaction des modèles 3D :

- Une avancée des glaces trop limitée en période glaciaire et donc une sous-estimation de l'impact du délitement des marges océaniques de la calotte.
- Une sous-estimation du maximum holocène de température dans la paramétrisation trop simplifiée du climat dans les modèles grande échelle.

Dans la section 5.2 nous présentons tout un panel d'expériences effectuées dans le but de tester la validité de ces hypothèses et de proposer notre propre historique de recul.

5.1.2 Le champ 3D de température

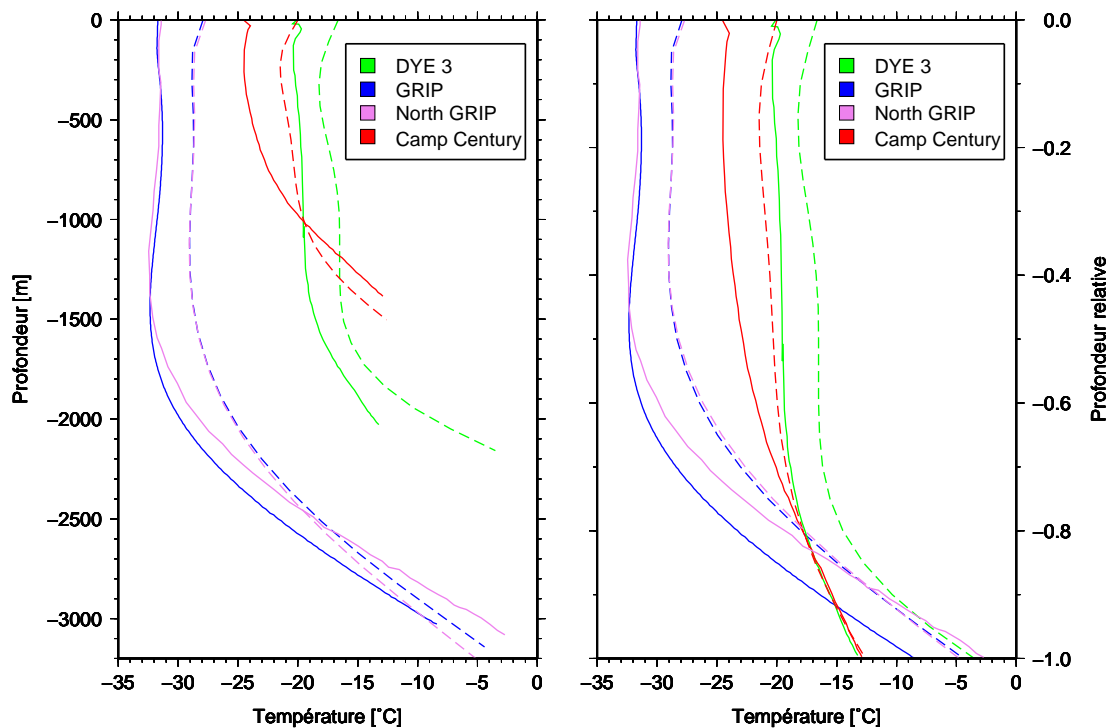


FIGURE 5.7 – Profils de température pour quatre points de forage. Les observations sont tracées en trait plein et la simulation de référence est en tirets. A gauche, les profils sont en coordonnées absolues, à droite en coordonnées réduites (h/H_0).

Le champ 3D de température à l'intérieur de la calotte est mal connu. La seule information que nous ayons est restreinte aux profils de température mesurés aux différents sites de forage. La figure 5.7 présente les profils mesurés au cours des campagnes de terrain pour Dye 3 (*Gundestrup et Hansen, 1984; Dahl-Jensen et Johnsen, 1986*), Camp Century (*Robin, 1976*), GRIP (*Dahl-Jensen et al., 1998*) et North GRIP (*Dahl-Jensen et al., 2003*). Les profils simulés par le modèle de glace sont représentés en traits discontinus. Etant donné que l'épaisseur de glace simulée n'est pas toujours en accord avec l'épaisseur observée, il est intéressant, en plus du graphe en profondeur absolue (F1), d'étudier le graphe en coordonnées réduites (F2)³.

L'accord n'est pas toujours parfait, et nous allons ici discuter des principales disparités en terme de conditions aux limites.

La température de surface

La première constatation est que la température en surface est bien trop chaude dans le modèle. Rappelons que la température de surface est supposée égale à la moyenne de la température annuelle (augmentée éventuellement d'une partie due au regel, cependant absent à ces altitudes). La température de surface dans le modèle est donc une conséquence directe du champ de température du modèle climatique utilisé. Dans cette simulation de référence nous utilisons la paramétrisation de *Fausto et al. (2009)*. Pour obtenir cette paramétrisation *Fausto et al. (2009)* ont utilisé les climatologies des stations automatiques des réseaux GC-NET et DMI (présentés au chapitre 1). Dans ces travaux la température moyenne annuelle de GRIP (Summit) et de North GRIP est de l'ordre de -28°C . Cette valeur est différente de la mesure de la température dans les couches supérieures de la glace : $-31,5^{\circ}\text{C}$. Cette différence peut être due à deux choses.

Premièrement, la paramétrisation de *Fausto et al. (2009)* peut ne pas être en accord avec la température moyenne annuelle sur les sites concernés. Comparé aux travaux précédents d'*Ohmura et Reeh (1991)*, *Fausto et al. (2009)* font remarquer que le champ de température obtenu est globalement plus chaud d'au moins 2°C dans les zones intérieures et globalement plus froid d'au moins 1°C en périphérie (côte sud ouest et nord est). La période sur laquelle est dressée la climatologie de *Fausto et al. (2009)* peut expliquer ces différences : 1996-2006 pour Summit et 1995-2005 pour North GRIP. Cette période est donc relativement courte et peut potentiellement correspondre à des années "chaudes en altitude". Au cours de ce travail nous avons testé la sensibilité à la paramétrisation de la température utilisée en utilisant pour les simulations soit la paramétrisation de *Fausto et al. (2009)* soit celle d'*Ohmura et Reeh (1991)*.

En plus de ce "biais" du climat, il faut mentionner que la température de la glace à 20 m de profondeur n'est généralement pas égale à la température moyenne annuelle de l'air en surface mais légèrement plus froide.

La température basale

Concernant la partie basse du profil de température, là encore, l'accord n'est pas parfait. Dye 3 présente une base bien trop chaude dans le modèle avec 10°C d'écart. GRIP est également trop chaud de $4,5^{\circ}\text{C}$. North GRIP est légèrement trop froid à la base, avec 2°C d'écart. Camp Century est le seul forage à présenter un bon accord avec les observations, en présentant un écart

3. Rappelons que pour une profondeur total H_0 la coordonnée réduite de la profondeur h est $E(h) = h/H_0$.

de moins de 1°C. Pour expliquer les différences de températures basales il faut penser à la fois au biais du climat comme décrit précédemment, mais également à l'incertitude sur la valeur du flux géothermique. Nous utilisons ici le flux fourni par *Shapiro et Ritzwoller* (2004) déduit de modélisation sismique. Cependant cette carte de flux a déjà montré des incohérences avec les mesures aux sites de forage (*Dahl-Jensen et al.*, 1998; *Greve*, 2005). Notamment à Dye 3, *Shapiro et Ritzwoller* (2004) suggèrent une valeur proche de 70 mW/m² alors que les mesures de terrain suggèrent plutôt une valeur bien plus faible, de l'ordre de 20 mW/m². Cette différence influe sur la température simulée, et la carte de *Shapiro et Ritzwoller* (2004) doit être corrigée aux environs de Dye 3. À North GRIP la situation est opposée. Le flux géothermique est nécessairement supérieur à 55 mW/m² (*Dahl-Jensen et al.*, 2003) avec une valeur probable aux alentours de 120-130 mW/m² (*Dahl-Jensen et al.*, 2003; *Greve*, 2005) alors que dans la carte de *Shapiro et Ritzwoller* (2004) elle est de l'ordre de 40 mW/m². L'utilisation de valeurs corrigées pour le flux géothermique permettrait certainement un meilleur accord entre le profil de température mesuré et simulé. Nous présenterons dans la section suivante nos améliorations de cette simulation de référence avec ce type de corrections.

5.1.3 Le champ de vitesse simulée

Le champ de vitesse actuel simulé est une conséquence directe de l'histoire climatique (par le biais du champ de température) mais également de notre représentation de la dynamique. Ici nous avons utilisé la carte de fleuves de glace autorisés présentée dans le chapitre 4 précédent. La figure 5.8 présente la carte de la norme des vitesses de surface observées (F1, *Joughin et al.* (2001) et simulées. Les topographies de surface n'étant pas les mêmes, la comparaison des fleuves individuellement n'est pas judicieuse (F2). Dans l'ensemble, les fleuves observés sont souvent plus étroits, mais également plus rapides que les fleuves simulés (fleuve du nord est et du nord ouest). Dans la partie nord de la calotte, il semblerait également que les fleuves dans le modèle ne remontent pas assez vers l'intérieur de la calotte. Nous suspectons ici un aspect "seuil" concernant le déclenchement des fleuves (contrainte basale limite trop forte, donc déclenchement difficile).

Pour pouvoir comparer les fleuves individuellement, nous avons également représenté, toujours sur la figure 5.8, le champ de vitesses simulé, évalué cette fois sur la topographie observée (F3). Comme précédemment souligné, le champ de vitesse est une conséquence directe du champ de température et des paramètres dynamiques du modèle. Nous avons donc étiré le champ de température simulé pour qu'il s'adapte à la calotte observée et nous avons laissé le modèle calculer en conséquence son champ de vitesse (simulation courte de 10 ans). La carte de différences entre les vitesses ainsi simulées et les vitesses observées est présentée en F4. Les différences entre la simulation et les observations sont surtout frappantes dans le nord : les fleuves simulés sont trop larges (nord est), trop courts et trop lents. Il faut cependant faire remarquer qu'une maille de 15 km n'est pas des plus appropriée pour représenter des fleuves qui ne mesurent généralement que quelques kilomètres de large, dans des vallées souvent très encaissées. La topographie du socle utilisée est trop lissée pour pouvoir simuler correctement l'étroitesse des fleuves.

Les paramètres dynamiques, tout comme les paramètres liés au bilan de masse, ont été testés au cours de ce travail. Nous présenterons les principales conclusions dans la suite de ce chapitre.

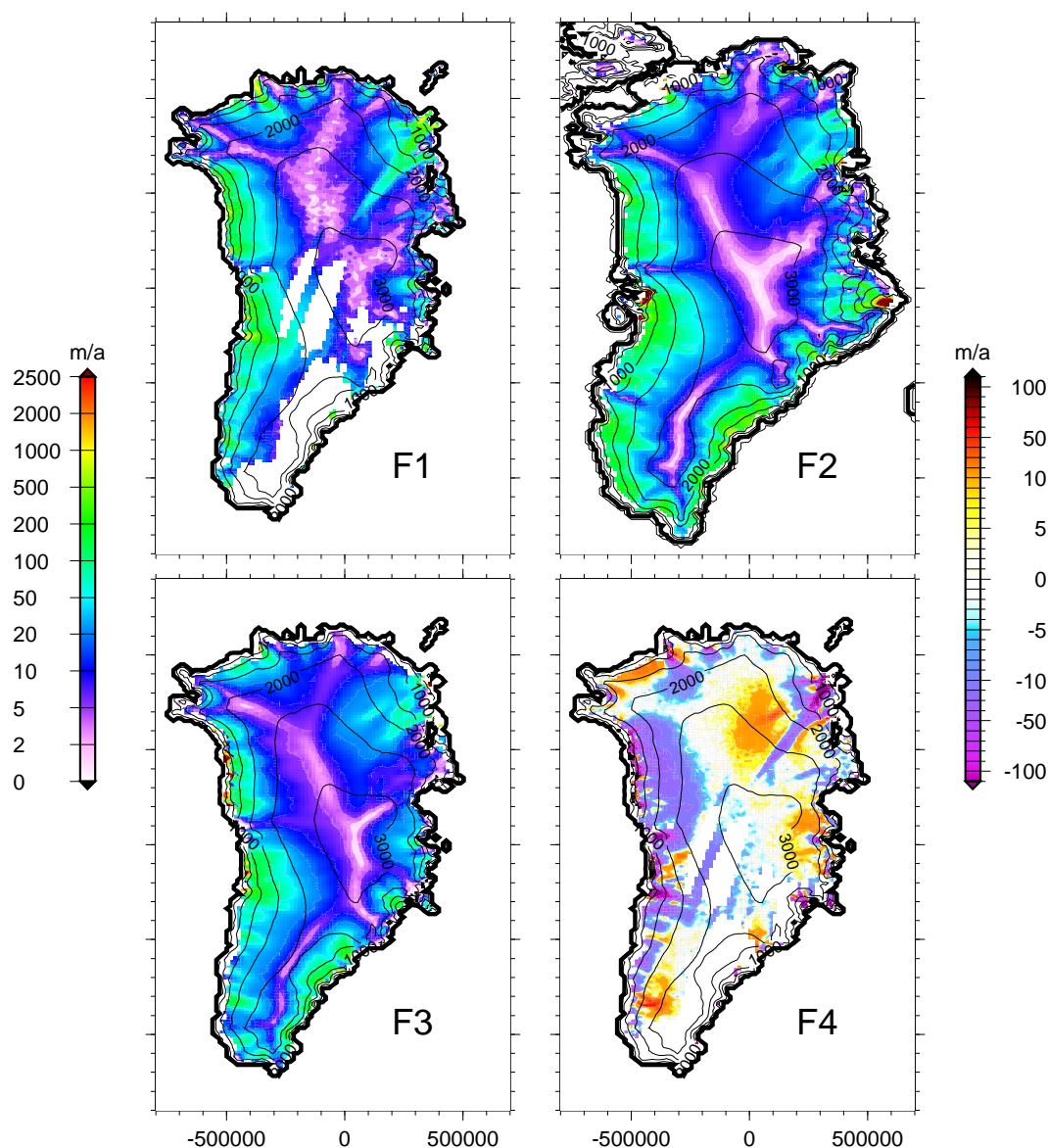


FIGURE 5.8 – Champ de vitesses observé (F1), champ de vitesses simulé sur topographie simulée (F2), champ de vitesses simulé sur la topographie observée (F3) et différence entre le champ de vitesses observé et le champ de vitesses simulé sur la topographie observée (simu – obs, F4).

5.1.4 L'âge de la glace

L'outil de traceurs présenté dans la partie précédente et de nouveau inclus dans GRISLI au cours de ce travail nous permet de réaliser notamment des profils verticaux d'âge de la glace.

La figure 5.9 présente la position du Younger Dryas et de l'épisode de Laschamp sur un graphe âge-profondeur (les valeurs utilisées sont listées dans la table 4.1.5, chapitre 4). Cette relation âge-profondeur évaluée par le modèle est également représentée.

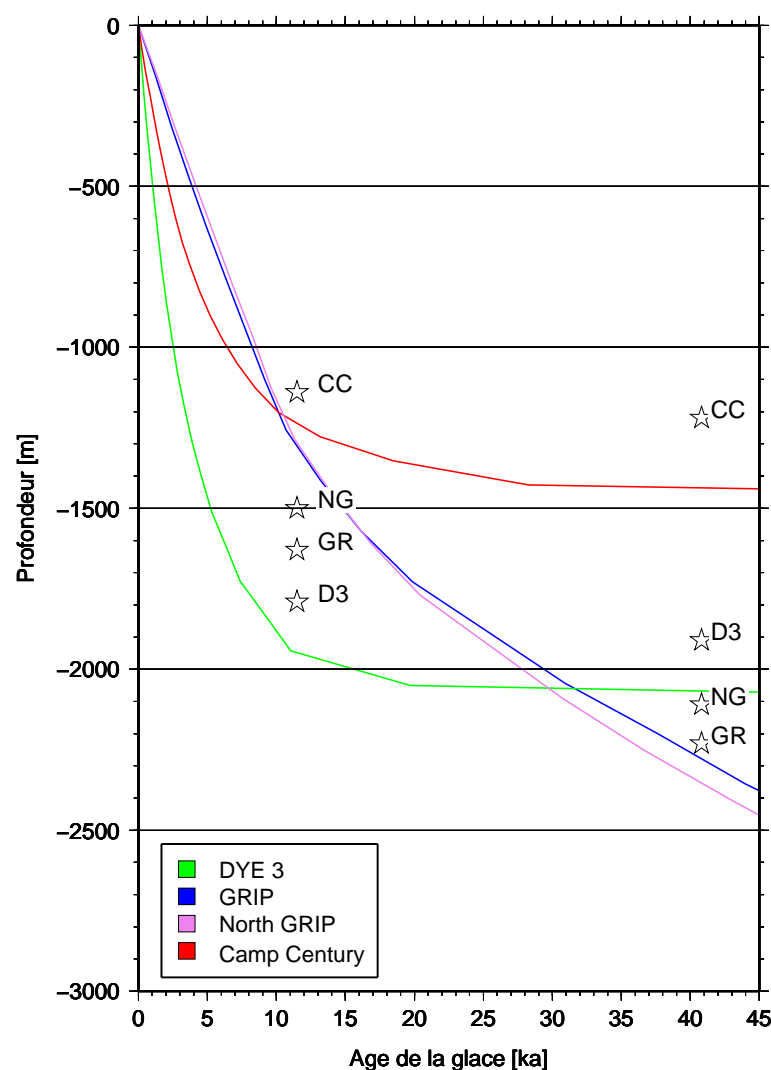


FIGURE 5.9 – Relation âge-profondeur dans la simulation de référence pour les quatre forages profonds du Groenland (trait continu). Les étoiles symbolisent la position du Younger Dryas (11,5 ka) et de l'épisode de Laschamp (40,8 ka).

Tout d'abord, rappelons que le profil d'âge simulé est bien sûr extrêmement dépendant de notre représentation du climat passé. Le Younger Dryas, daté aux alentours de 11,5 ka, est un indicateur du climat Holocène. En effet sa profondeur va être influencée par le climat (mais surtout par les précipitations) depuis 11,5 ka. L'épisode de Laschamp quant à lui contient une information sur l'ensemble des précipitations depuis 40,8 ka. La différence entre ces deux profondeurs peut donc être reliée en première approximation au contraste de précipitations glaciaire-interglaciaire. Cependant d'autres processus sont également en jeu. En effet ces profils sont à priori également influencés par le taux de fonte basale (dépendant du flux géothermique) lorsque l'on s'intéresse aux âges élevés. Ils sont également influencés par le champ de vitesse : plus la vitesse d'écoulement est élevée, plus l'origine de la glace est éloignée du site de forage et plus l'accumulation en amont influence la datation.

	DYE 3	GRIP	NGRIP	NEEM	Camp Century
Observée	0,57 m.w.e./an <i>Andersen et al.</i> (2006)	0,23 m.w.e./an <i>Andersen et al.</i> (2006)	0,19 m.w.e./an <i>North GRIP members</i> (2004)	0,26 m.w.e./an <i>Buchardt et Dahl-Jensen</i> (2007)	0,29 m.w.e./an <i>Robin</i> (1976)
<i>Ettema et al.</i> (2009)	0,58 m.w.e./an	0,13 m.w.e./an	0,12 m.w.e./an	0,16 m.w.e./an	0,30 m.w.e./an
<i>Fettweis</i> (2007) (MAR)	0,78 m.w.e./an	0,25 m.w.e./an	0,21 m.w.e./an	0,23 m.w.e./an	0,43 m.w.e./an

TABLE 5.2 — Accumulation pour différents sites de forage au Groenland, mesurée et simulée par le modèle en utilisant les précipitations de *Ettema et al.* (2009) (modèle RACMO) et *Fettweis* (2007) (modèle MAR).

En premier lieu, intéressons-nous tout d’abord à la position du Younger Dryas, plus récent que l’épisode de Laschamp, et donc moins perturbé par le flux géothermique, le champ de vitesse et le contraste de précipitations glaciaire-interglaciaire. Deux cas distincts sont observables sur la figure 5.9 : Dye 3 et Camp Century présentent une courbe d’âge passant en dessous de la position du Younger Dryas (étoiles) alors que pour les forages plus intérieurs (North GRIP et GRIP) la courbe passe au-dessus. Les forages les plus périphériques (Dye 3 et Camp Century) sont donc plus jeunes qu’ils ne devraient alors que les forages intérieurs sont trop vieux. Cette constatation met en évidence un problème de la carte de précipitations utilisée comme référence. Le tableau 5.2 présente les taux d’accumulation déduits de la carte de précipitations d’*Ettema et al.* (2009) et permet une comparaison aux données issues des mesures de terrains. La carte utilisée est globalement trop sèche dans l’intérieur de la calotte. Pour les 3 sites les plus intérieurs (GRIP, North GRIP et NEEM) le taux d’accumulation est systématiquement sous-estimé. L’erreur est relativement forte (pratiquement 50%)⁴.

En ce qui concerne la position de l’événement de Laschamp, il semblerait que le modèle prédit une profondeur trop grande pour l’ensemble des forages. Ceci se traduit par une glace trop jeune à la profondeur observée. Cette constatation est aussi valable pour les forages qui présentaient pour le Younger Dryas un âge trop élevé (GRIP et North GRIP). Il semblerait donc que le ratio de précipitation entre glaciaire et interglaciaire ne soit pas assez important et que les précipitations restent trop fortes en période glaciaire.

Pour palier aux erreurs d’accumulation à l’actuel nous avons voulu modifier la carte de précipitation dans le reste de ce travail. Cependant une simple modification locale de la valeur de précipitation pourrait perturber trop radicalement la topographie simulée et nous avons préféré une combinaison de deux cartes. En effet nous avons à notre disposition les champs atmosphériques issus du modèle MAR. Ce modèle régional présente une résolution relativement fine (25 km) et possède un modèle de neige complexe. Cependant ses valeurs d’accumulation sont trop élevées sur les bords (voir table 5.2). Par la suite, nous utiliserons une combinaison linéaire de ces deux cartes pour augmenter la précipitation, notamment dans les parties centrales de la calotte.

4. Nous avons également évalué l’accumulation sur la topographie simulée pour mesurer les effets de corrections topographiques : les différences sont négligeables comparativement à l’écart avec les mesures de terrain.

Conclusion sur la simulation de référence

Dans cette section, nous avons réalisé une expérience avec des paramètres raisonnables au vu de la littérature. Un certains nombres de désaccords avec les observations ont pu être listés. Nous avons déjà pu identifier :

- Le flux géothermique de *Shapiro et Ritzwoller* (2004) semble incorrect aux points de forages, au moins pour North GRIP et Dye 3.
- La température de surface proposée par *Fausto et al.* (2009) ne permet pas d'accorder les températures de surface de l'air et de la glace, aux points de forages.
- La carte de précipitation utilisée de *Ettema et al.* (2009) sous-estime largement l'accumulation dans l'intérieur de la calotte.
- Le modèle n'est pas non plus capable de reproduire avec exactitude le champ de vitesse observé et notamment la position et l'extension des fleuves de glace.

Ce travail préliminaire de confrontation de la simulation de référence aux données nous a ainsi permis d'identifier certaines des sources d'erreurs du modèle. La partie suivante présente le processus de calibration que nous avons mis en place pour simuler la dernière déglaciation.

5.2 Tests de sensibilité et calibration du modèle au cours de la déglaciation

Au vu des défaillances listées dans la section précédente, toute une série d'expériences a été mise en place pour tester la sensibilité du modèle. La simulation de référence a permis de fournir un état initial de la calotte dans le passé pour les expériences de sensibilité. Pour tester le seul effet du bilan de masse nous sommes parti de 20 ka. Par contre pour les autres expériences nous sommes partis de 60 ka. Idéalement, il serait préférable de partir de plus loin dans le temps, mais nous avons fait ce choix pour limiter les temps de calcul. Rappelons cependant, qu'au bout de 60 ka les effets d'une erreur sur l'état de départ sont assez bien atténués.

5.2.1 De nouvelles paramétrisations du bilan de masse de surface

La représentation du climat utilisée pour forcer les modèles de glace est relativement grossière et constitue une grande source d'incertitude. Il est naturel de remettre en cause les formulations du bilan de masse pour peser les effets d'une éventuelle mauvaise représentation. Ainsi, nous allons ici présenter les différentes modifications de la paramétrisation du bilan de masse dans GRISLI qui a été implémentée au cours de ce travail. Nous évaluerons ensuite l'impact de ces modifications sur le comportement de la calotte du Groenland au cours de la déglaciation.

Les coefficients de fonte dépendants de la température

La simulation de référence utilise les coefficients de fonte de la neige et de la glace de *Reeh* (1991). Ces coefficients sont constants temporellement et spatialement homogènes, ce qui ne correspond pas à la réalité. Comme décrit dans la section 3.3.3, nous avons donc également implémenté au cours de ce travail la variabilité due à la température des coefficients de fonte pour la glace et pour la neige. Rappelons que la paramétrisation proposée par *Tarasov et Peltier* (2002) implique une fonte quasi-systématiquement plus importante (surtout aux basses températures). L'effet de cette paramétrisation sur la déglaciation a donc été testé.

Une paramétrisation plus physique du regel

La formulation de référence du regel dans GRISLI est la formulation proposée par *Reeh* (1991). Dans ces conditions, si le nombre de PDD est suffisamment bas, une couche de glace superimposée peut se former en surface de calotte. L'épaisseur de cette couche est au maximum de 60% des précipitations neigeuses tombées au cours de l'année. Cette valeur de 60% n'est pas justifiée physiquement et correspond simplement à l'une des paramétrisations du modèle de bilan de surface de *Reeh* (1991).

Janssens et Huybrechts (2000) ont travaillé avec un EBM sur la paramétrisation du regel, en évaluant plusieurs formulations. Pour une valeur annuelle de température de l'air, T_{ann} , de précipitations liquides, P_r , de précipitations solides, P_s , et de fonte, M , la formulation de l'épaisseur de glace de regel superimposée qu'ils proposent est :

$$\begin{cases} \min(Pr + M, f_{cap}(P_s - M) - \frac{d \times c_l}{L} \min(T_{ann}, 0)) , & P_s \geq M \\ \min(Pr + M, \frac{d \times c_l}{L} \min(T_{ann}, 0)) , & M \geq P_s \end{cases} \quad (5.1)$$

Avec :

f_{cap} , facteur de capillarité

d , épaisseur de la couche thermo-dynamiquement active (1m)

c_l , capacité calorifique spécifique (en $J/kg/K$)

L , chaleur latente de fusion ($3,3510^5 J/kg$)

Cette expression découle d'une simple considération thermodynamique. La chaleur requise pour le regel est considérée comme proportionnelle à la chaleur requise pour réchauffer la couche de glace supérieure thermodynamiquement active jusqu'au point de fusion.

La paramétrisation des effets orographiques

Comme nous l'avons signalé dans le chapitre 3 une grande part des précipitations au Groenland se réalise sur les pentes exposées aux influences océaniques, en particulier dans le sud. Notre approche de correction de la précipitation par les variations de température (section 3.2.4) ne prend absolument pas en compte les effets orographiques. On peut cependant imaginer qu'une zone actuellement exposée aux influences océaniques peut très bien en période glaciaire se retrouver beaucoup plus "à l'intérieur" de la calotte et donc ne devrait plus sentir l'influence des précipitations orographiques. La zone de forte précipitation bordant le contour du Groenland devrait donc se déplacer avec la topographie.

Ritz et al. (1997) utilisaient déjà une modification de la correction des précipitations suivant la pente de la surface. Cependant une telle paramétrisation est hasardeuse car la pente seule ne peut pas expliquer la variabilité des précipitations, il faut lui rajouter une information de vents moyens et d'humidité.

Tarasov et Peltier (2002) s'inspirent des travaux de *Ritz et al.* (1997) et appliquent à une altitude $S(t)$ un facteur correctif relativement simple, utilisant l'écart entre la pente d'origine $||\nabla S(0)||$, et

la pente simulée au cours du temps, $\|\nabla S(t)\|$:

$$F_p = \left(1 - \frac{S(t)}{4000} \times \min \left\{ 1,5, \frac{\|\nabla S(t)\| + 0,001}{\|\nabla S(0)\| + 0,001} \right\} \right) + \frac{S(t)}{4000} \quad (5.2)$$

Ce facteur F_p est ensuite multiplié au taux de précipitation, précédemment corrigé des effets de variations de température. Nous pouvons remarquer que ce facteur s'atténue avec l'altitude et que la correction est surtout importante sur la périphérie. Au maximum, les précipitations peuvent être augmentées d'environ 50%.

Cette correction additionnelle des précipitations a également été implémentée dans GRISLI au cours de ce travail. D'un point de vue pratique, il faut noter que l'implémentation dans GRISLI n'utilise pas la pente locale mais la pente lissée sur un rayon de 100 km. Ce lissage permet d'identifier les montagnes "grande échelle" et de s'affranchir du bruit dans la topographie initiale.

Résultats en terme de topographies simulées

La table 5.3 reprend la codification des différentes expériences effectuées (de F1 à F8).

La figure 5.10 présente l'évolution du volume total au cours des 20 000 dernières années pour les 8 simulations, avec pour origine le même état de la calotte. Notons premièrement que le volume de glace simulé est toujours très supérieur au volume de glace observé, et ce dans toutes les simulations. Ensuite il faut aussi remarquer que deux familles se distinguent particulièrement : les simulations utilisant les coefficients de fonte de *Reeh* (1991) (en trait plein) et ceux de *Tarasov et Peltier* (2002) (en traits discontinus). Les simulations utilisant la paramétrisation de *Tarasov et Peltier* (2002) déglacent bien plus que celles de *Reeh* (1991), quel que soit le modèle de regel ou de correction de la pente. Le regel de *Janssens et Huybrechts* (2000) augmente légèrement le retrait (F3 vs. F1, F4 vs. F2, F7 vs. F5, F8 vs. F6). La correction orographique quant à elle limite très légèrement le retrait (F5 vs. F1, F6 vs. F2, F7 vs. F3, F8 vs. F4).

Les effets sont relativement faibles (entre 5 et 7% de variation sur l'estimation du volume final) cependant, et ne suffisent pas à eux seuls à expliquer le mauvais accord entre le volume simulé et le volume observé.

La figure 5.11 présente quant à elle les effets géographiques de ces différentes paramétrisations pour l'état simulé au présent. L'écart entre l'épaisseur observée et l'épaisseur simulée dans la simulation de référence y est représenté en G1 (observations – F1). Dans les 8 cas, la différence entre l'épaisseur observée et simulée reste toujours largement supérieure aux différences entre les diverses simulations ($F_i - F_j$, i et j variants de 1 à 8 comme dans la table 5.3). Pour chaque simulation, nous avons choisi de présenter la différence avec la simulation de référence ($G_i = F_i - F1$).

	Coefficients de fonte de <i>Reeh</i> (1991)		Coefficients de fonte de <i>Tarasov et Peltier</i> (2002)	
Refreezing de <i>Reeh</i> (1991)	Effets orographiques : NON	F1	Effets orographiques : NON	F2
	Effets orographiques : OUI	F5	Effets orographiques : OUI	F6
<i>Janssens and Huybrechts</i> (2000)	Effets orographiques : NON	F3	Effets orographiques : NON	F4
	Effets orographiques : OUI	F7	Effets orographiques : OUI	F8

TABLE 5.3 – Récapitulatif des expériences de modification du calcul du bilan de masse.

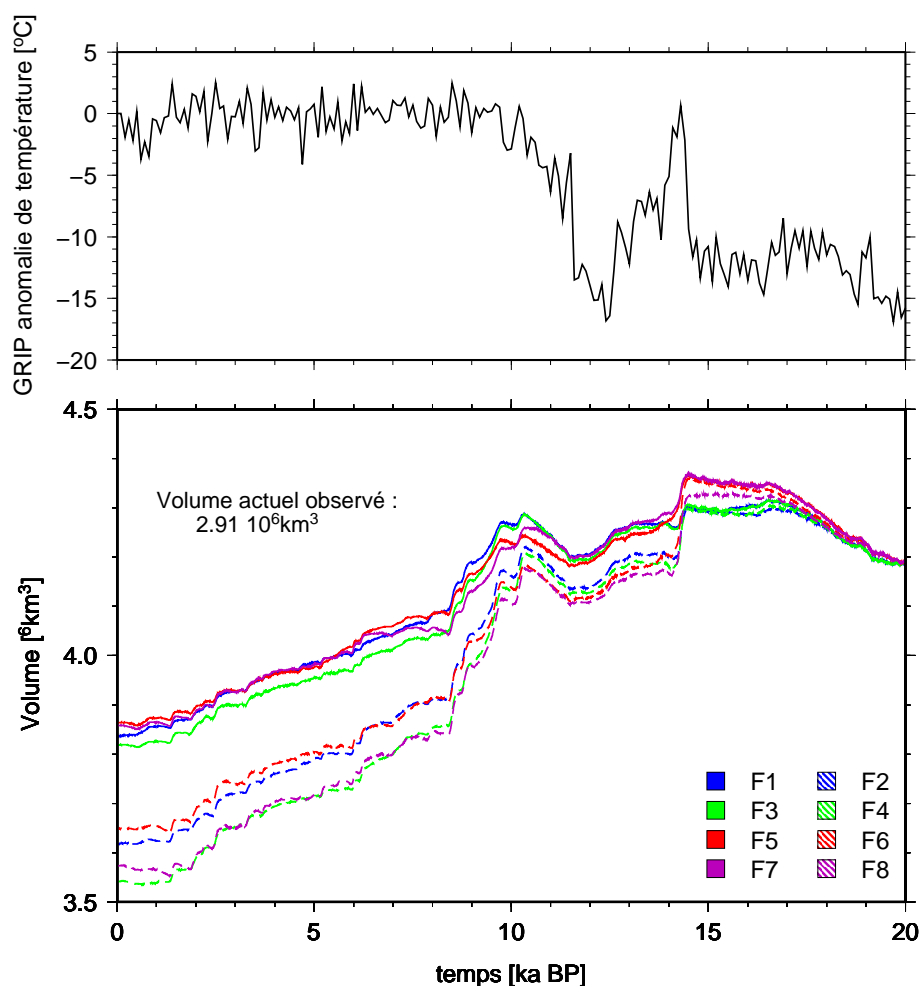


FIGURE 5.10 – En haut, forçage du modèle : évolution de l’anomalie (par rapport à l’actuel) de la température de l’air au Groenland (cf. chapitre 4 pour la méthode de forçage) ; en bas : variations consécutives du volume de glace simulé, au cours des 20 000 dernières années dans les 8 cas présentés dans cette section. Dans les 8 cas, le volume actuel simulé est toujours bien trop important. La modification affectant le plus le volume simulé est la modification des coefficients de fonte pour ceux de *Tarasov et Peltier* (2002).

Ainsi, dans cette représentation, pour qu’un choix de paramètres F_i conduise à une topographie simulée plus proche des observations, il faut que la carte G_i se rapproche de G_1 .

Comme nous l’avons vu dans la section 5.1.1, la topographie simulée dans la référence (F1) est généralement trop haute partout, sauf aux points centraux et dans une petite frange nord ouest (différence visible sur G_1 dans la figure 5.11). Comme nous l’avons signalé précédemment les plus grands changements ont lieu avec le changement de coefficients d’ablation (G_4 vs. G_3 , G_6 vs. G_5 et G_8 vs. G_7). Ainsi, quel que soit le modèle de regel ou de correction des précipitations, les modifications induites par *Tarasov et Peltier* (2002) (cas F2, F4, F6 et F8) génèrent une calotte plus basse partout, et en particulier dans le sud ouest, ainsi que dans le nord-est. La correction orographique de la précipitation (F5, F7, F6 et F8) assèche surtout le sud.

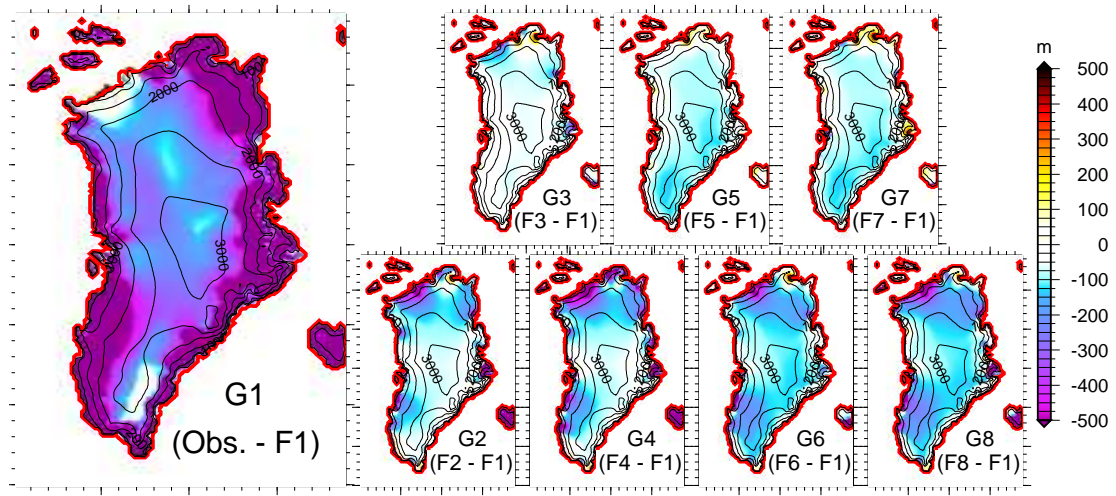


FIGURE 5.11 – Cartes de différences entre épaisseurs. G1 : différence entre l'épaisseur observée et l'épaisseur simulée dans F1. Gi (i de 2 à 8) : différence entre l'épaisseur simulée dans Fi et l'épaisseur simulée dans F1. Les simulations Fi les plus proches des observations sont celles qui présentent une carte Gi similaire à G1. Ainsi, les simulations utilisant les coefficients de *Tarasov et Peltier* (2002) (F2, F4, F6 et F8) sont meilleures dans l'ensemble mais dégradent localement le nord ouest. Les isolignes de surface de l'état simulé dans la référence sont présentes tous les 500 mètres.

En conclusion de ces tests de sensibilité sur différentes paramétrisations du climat, nous pouvons remarquer la faible importance du choix de la paramétrisation comparativement à l'erreur commise indépendamment de ce choix. Cependant, une paramétrisation se démarque des autres : le choix des coefficients de fonte de *Tarasov et Peltier* (2002) qui accélère assez largement le retrait. Notons toutefois que ces coefficients de fonte sont surtout plus grands pour les basses températures et sont donc plus actifs dans le nord.

5.2.2 Calibration du modèle sur la dernière déglaciation

Après nous être assuré que la représentation du bilan de masse de surface ne permettait pas à elle seule d'expliquer les déficiences du modèle, nous nous sommes dotés d'un canevas d'expériences pour tester la sensibilité du modèle. Pour cela nous avons choisi d'intervenir sur les paramètres généralement modifiés dans la littérature (voir section du paragraphe précédent sur état de l'art) et nous nous sommes fixés les contraintes suivantes : topographie simulée, champ de température et datation aux points de forages. Le problème des reconstructions de retrait de *Vinther et al.* (2009) a également été abordé. Nous n'allons pas ici présenter l'intégralité des résultats mais nous nous contenterons de présenter le meilleur modèle au vu de nos contraintes.

Récapitulatifs des tests de sensibilités : les impacts

i) Paramètres testés

Pour les expériences de sensibilité, nous avons testé un ensemble de paramètres mal contraints du modèle. Ils concernent aussi bien le climat que la dynamique glaciaire. La plupart ont aussi été testés dans d'autres études (voir le chapitre précédent, section 4.4.1 sur l'"état de l'art"). Ici sont

listés les paramètres modifiés ainsi que la gamme de valeur évaluée.

- Paramètres de fonte, C_{ice} et C_{snow} . Plutôt qu’une modification brute des coefficients de fonte, nous avons considéré deux cas de figures. Une version utilise les valeurs de *Reeh* (1991) et l’autre utilise les valeurs de *Tarasov et Peltier* (2002) avec dépendance en température. Rappelons que les valeurs de *Tarasov et Peltier* (2002) sont généralement supérieures à celles de *Reeh* (1991).
- Carte d’accumulation actuelle, $P_0(x,y)$. Nous avons précédemment fait remarquer que la carte de précipitation utilisée (*Ettema et al.*, 2009) présente des valeurs trop faibles d’accumulation pour les forages de GRIP, North GRIP et NEEM. La carte de précipitation du modèle MAR (*Fettweis*, 2007) présente quant à elle des valeurs trop fortes pour l’intégralité des sites de forages mais surtout sur les bords. Une combinaison linéaire des deux cartes a donc été réalisée à partir d’une altitude seuil (pas de modification à basse altitude). Nous présenterons par la suite la carte choisie.
- Carte de température de surface actuelle, $T_0(x,y)$. Comme signalé précédemment, les températures de *Fausto et al.* (2009) utilisées comme une référence du climat actuel, ne permettent pas l’accord des températures mesurées aux sites de forage. Nous avons donc également décidé d’effectuer des simulations avec la carte précédente, celle d’*Ohmura et Reeh* (1991).
- Coefficient du thermomètre isotopique, α^i (voir équation 4.5 du chapitre 4). La valeur standard est celle utilisée par *Huybrechts* (2002) et vaut $\alpha^i = 0,42\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$. Les valeurs testées sont comprises entre $0,67\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$ et $0,28\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$. Cette gamme correspond à la gamme testée par *Cuffey et Marshall* (2000), *Tarasov et Peltier* (2003) et *Lhomme et al.* (2005). La valeur $\alpha^i = 0,42\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$ correspond à une anomalie de -15°C au DMG et $\alpha^i = 0,28\text{‰}^\circ\text{C}^{-1}$ correspond à une anomalie de $-22,5^\circ\text{C}$.
- Rétroaction température-précipitation, γ_{acc} . La valeur de référence, $\gamma_{acc} = 0,07/^\circ\text{C}$, étant celle de *Huybrechts* (2002), la gamme de valeur évaluée s’échelonne entre $\gamma_{acc} = 0,05/^\circ\text{C}$ et $\gamma_{acc} = 0,12/^\circ\text{C}$, correspondant à des taux d’assèchement compris respectivement entre 39% et 70% pour un refroidissement de 10°C (contre 50% dans la valeur standard).
- Champ de vitesse, via la vitesse de déformation : on joue alors sur l’enhancement factor E_3^{SIA} . Dans les fleuves de glace et les ice shelves, le facteur d’anisotropie de la loi de Glen a été augmenté pour reprendre des valeurs similaires à celles préconisées par *Ma et al.* (2010). Nous avons donc utilisé principalement deux versions : $E_3^{SIA} = 3,0$ et $E_3^{SIA} = 4,5$.
- Champ de vitesse, via le frottement basal : β . Notre valeur standard étant relativement forte, $\beta = 1500 \text{ m an Pa}^{-1}$, nous sommes également descendu jusqu’à la valeur de $\beta = 500 \text{ m an Pa}^{-1}$.
- Vêlage d’icebergs. Ici nous avons plutôt testé des cas extrêmes. Le premier cas correspond à une fusion très importante sous les ice shelves, empêchant toute formation de glace flottante. Le deuxième cas extrême autorise le regel sous les ice shelves en période glaciaire (lorsque l’anomalie de température est inférieure à -5°C).
- Flux géothermique. Le flux géothermique de référence étant celui de *Shapiro et Ritzwoller*

(2004) nous nous sommes ici contentés de modifier localement les valeurs de ce flux en lui imposant les valeurs de *Dahl-Jensen et al.* (1998), *Dahl-Jensen et al.* (2003), et *Greve* (2005) dans un rayon de 300 km des différents sites de forages (pondération inverse du carré de la distance entre la valeur imposée et la valeur de *Shapiro et Ritzwoller* (2004).

ii) Impacts

La table 5.4 présente les effets schématiques de chaque paramètre sur les différentes variables simulées qui peuvent être comparées à des observations. Pour simplifier la lecture, ce tableau montre l'effet d'une augmentation de la valeur de chaque paramètre. Ces indications d'impacts sont plutôt données à titre indicatif car une quantification absolue n'est pas envisageable au vu des multiples rétro-actions.

Au regard de la table 5.4, il semblerait que les reconstructions d'évolution d'altitude aux points de forages ne soient pas un indicateur utilisable pour la calibration du modèle de glace. En effet, l'amplitude des variations d'altitude simulées, tout comme le timing de l'altitude maximale simulée, semble être indépendante des paramètres testés ici. Nous avons donc délibérément décidé de ne pas contraindre notre modèle sur les évolutions d'altitude au cours de l'Holocène pour les différents points de forage de *Vinther et al.* (2009). Cependant, nous consacrerons la section suivante à chercher d'où peut provenir le désaccord entre la modélisation 3D et les reconstructions basées sur des évidences isotopiques à l'aide de tests de sensibilités extrêmes qui permettent de tester processus par processus.

Résultats de sensibilité : l'évolution d'altitude aux points de forage

Les variations d'altitude aux sites de forages durant l'Holocène peuvent être dues principalement à 3 facteurs (évidemment en réalité inter-connectés) : le recul des marges, entraînant une déstabilisation amont ; le réchauffement holocène provoquant un réchauffement de la glace et donc une fluidité augmentée ; une augmentation des précipitations provoquée par un climat plus chaud. Alors qu'une modification dans une gamme "admissible" des paramètres du modèle de glace ne permet pas de trouver un compromis entre la modélisation 3D à l'aide de GRISLI et les reconstructions basées sur des contenus isotopiques de *Vinther et al.* (2009), des cas "extrêmes" ont également été testés afin d'identifier les sources de ce désaccord.

i) Test de l'effet d'extension de la calotte au DMG (C1 sur la figure 5.12)

Vinther et al. (2009) pointent du doigt l'incapacité des modèles tridimensionnels à reproduire les variations d'altitude déduites des isotopes au cours de l'Holocène. Ils suggèrent que ce désaccord viendrait du fait que ces modèles n'avanceraient pas suffisamment sur le talus océanique en période glaciaire. Une calotte beaucoup plus étendue pourrait ainsi être plus fragile à la remontée du niveau marin et à la hausse des températures. Pour évaluer cet effet nous avons donc choisi deux cas totalement opposés. Le premier cas correspond à un calving drastique où la glace est coupée dès qu'elle se met à flotter (C1 – trait plein). Dans un deuxième cas on favorise la poussée des ice-shelves en ajoutant un regel fictif à la base⁵ (C1 – trait tiret). Le regel va permettre aux ice-shelves de se poser plus aisément et ainsi, la calotte produite dans le deuxième cas est donc beaucoup plus étendue que dans le cas du calving drastique. On voit dès à présent sur la figure 5.12 que l'effet est

5. Regel de 5 m/a pour une anomalie en température de -5°C.

	Volume actuel simulé	Superficie actuelle simulée	Profil de tem- pérature	Profondeur Younger Dryas	Profondeur Laschamp	Evolution Holocène aux forages : ampli- tude des variations d'altitude	Evolution Holocène aux forages : âge de l'altitude maximale
Paramètres de fonte : pas- sage de <i>Reeh</i> (1991) à <i>Tarasov et Peltier</i> (2002)	- -	- -	o	o	o	o	o
Accumulation : passage d' <i>Ettema et al.</i> (2009) à carte combinée	+ +	+ +	- -	+ +	+ +	o ^a	o
Température de surface : passage de <i>Fausto et al.</i> (2009) à <i>Ohmura et Reeh</i> (1991)	- -	- -	-	o	o	o	o
Amplitude glaciaire- holocène en température	o	o	- -	-	- - ^b	+	o
Rétroaction température- précipitation	- -	?	+ + ^c	? ^d	- - ^e	o ^f	o
Champ de vitesse : défor- mation	-	o	+	o	- - ^g	o ^h	o
Champ de vitesse : frotte- ment	o	o	o	o	o	o	o
Calving	o	o	o	o	o	o	o
Flux géothermique	o	o	+ +	o	-	-	o

- a.* Pas de variations d'amplitude, mais décalage vers une plus haute altitude.
b. Effet nul à Dye 3 et très faible à Camp Century.
c. Effet quasi inexistant à Dye 3.
d. Très légère diminution de la profondeur pour Dye 3 et Camp Century et légère augmentation pour North GRIP et surtout GRIP.
e. Effet très faible à Dye 3.
f. Pas de variations d'amplitude, mais décalage vers une plus basse altitude.
g. Pour Camp Century et Dye 3 principalement. Effet très faible aux autres forages.
h. Pas de variations d'amplitude, mais décalage vers une plus basse altitude.

TABLE 5.4 – Effet de l'augmentation d'un paramètre (colonne de gauche) sur les différentes variables simulées (ligne du haut). Les effets s'échelonnent entre « + + » (très forte augmentation de la variable concernée), « + » (augmentation), « o » (peu, ou pas, d'effet), « - » (diminution) et « - - » (très forte diminution). Lorsqu'un effet n'est pas évident et systématique, il est marqué d'un « ? ».

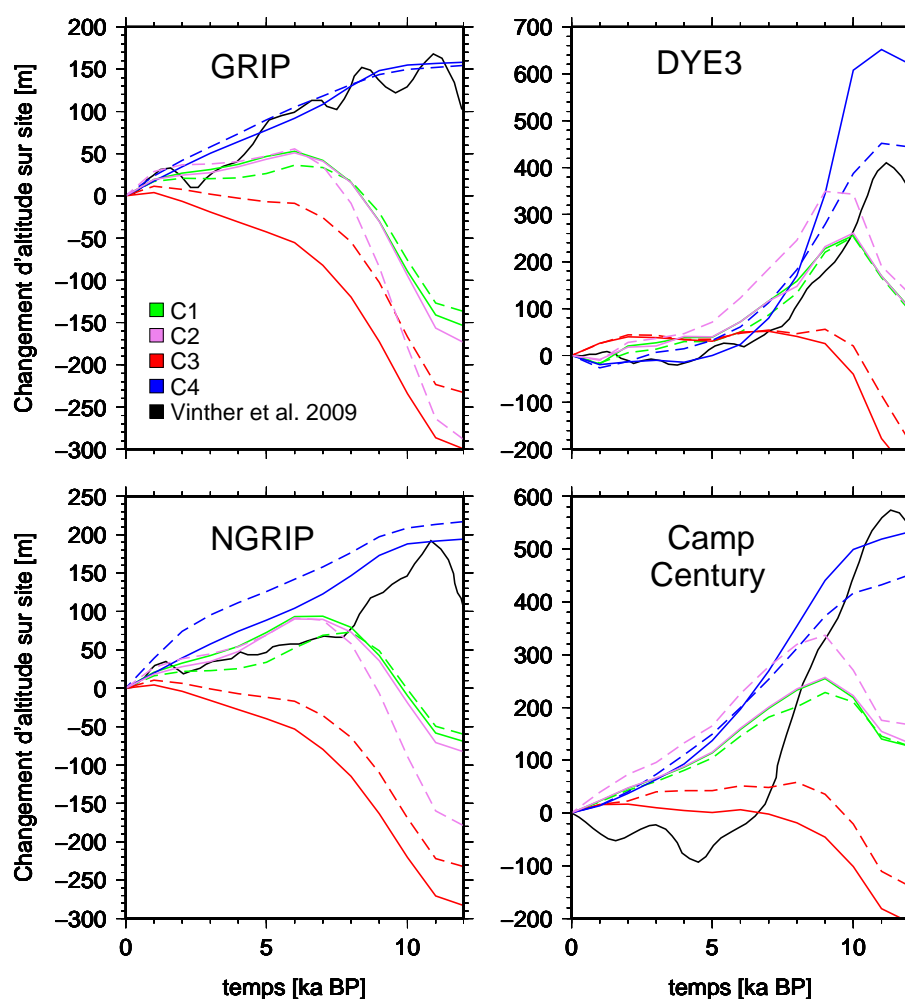


FIGURE 5.12 – Evolution du changement d’altitude pour quatre grands forages au cours de l’Holocène. C1 : Effet de l’extension. Trait plein : calving drastique. Traits tirets : regel sous les shelves. C2 : Effet de l’amplitude climatique glaciaire-holocène. Trait plein : valeur standard (-15°C). Traits tirets : Valeur plus forte ($-22,5^{\circ}\text{C}$). C3 : Effet de la précipitation (température de surface constante). Trait plein : température fixée à la valeur actuelle. Traits tirets : température fixée à la valeur glaciaire. C4 : Effet de la température (et du retrait, à précipitation constante). Trait plein : précipitation à la valeur actuelle. Traits tirets : précipitation à 75% de la valeur actuelle. Remarquons que pour les sites les plus intérieurs (GRIP et North GRIP), la somme de l’effet “précipitation” (C3) et “température” (C4) donne approximativement l’évolution standard (C2, trait plein).

très limité. Les sites de forages sont suffisamment “inland” pour ne pas être véritablement affectés par les variations des bords.

ii) Test de l’effet de l’amplitude de l’anomalie climatique entre glaciaire et Holocène (C2 sur la figure 5.12)

C’est là l’autre hypothèse de *Vinther et al.* (2009) pour expliquer la différence entre leurs reconstructions et celles issues de modèles 3D. Il est possible que le thermomètre isotopique sous-

estime encore l'amplitude du contraste glaciaire-holocène. Nous avons donc évalué l'impact du facteur de conversion isotope-température. Le premier cas correspond à la valeur de référence de $\alpha^i = 0,42\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$, soit une anomalie de -15°C au DMG (C2 – traits pleins). Le deuxième cas correspond à une valeur de $0,28\text{‰}^{\circ}\text{C}^{-1}$, soit une anomalie de $-22,5^{\circ}\text{C}$ (C2 – traits tirets). Sur la figure 5.12 il apparaît clairement que l'amplification du contraste glaciaire-holocène, augmente l'amplitude des variations d'altitude aux sites de forages. Cependant, aucun déphasage franc n'est observable. De plus, le contraste plus important produit également des calottes très basses en glaciaire (surtout à GRIP et North GRIP), qui ne va pas dans le sens de *Vinther et al.* (2009).

iii) Test de l'effet du changement de précipitation seulement. (C3 sur la figure 5.12)

Dans cette expérience, la température de surface est maintenue constante alors que les précipitations suivent le changement habituel (sec en glaciaire et humide durant l'Holocène). Les limites de la calotte étant affectées principalement par la température sont quasiment stationnaires. Cette expérience permet donc d'évaluer l'impact du changement de précipitation, dissocié des éventuels effets de température. Le premier cas correspond à une température fixée à la valeur actuelle (traits pleins). Le deuxième correspond à une température fixée à une valeur glaciaire, avec 15°C d'anomalie négative (traits tirets). L'effet "précipitation" observable sur la figure 5.12 joue le rôle d'un modérateur du retrait. L'Holocène est à associer à une augmentation notable des précipitation et donc à une élévation de l'altitude des sites.

iv) Test de l'effet du changement de température seulement (C4 sur la figure 5.12)

Dans cette expérience, c'est la précipitation qui est cette fois maintenue constante, alors que la température de surface suit le changement habituel. Cette expérience permet d'évaluer les effets du changement de température, ce qui implique à la fois un effet de recul des limites de la calotte, et à la fois une augmentation de la fluidité de la glace. Le premier cas correspond à une précipitation fixée à la valeur actuelle (traits pleins). Le deuxième correspond à une valeur de précipitation fixée à 75% de sa valeur actuelle (traits tirets). Cette expérience non-réaliste, mettant en avant l'effet de température, est la seule à permettre une amplitude de variations d'altitude comparables à celle de *Vinther et al.* (2009) (voir figure 5.12). Le timing du retrait est également globalement le bon.

Au vu de ces résultats, il semblerait que notre modèle soit incapable de reproduire les reconstructions de variations d'altitude basées sur des considérations isotopiques des travaux de *Vinther et al.* (2009). En effet, pour s'en rapprocher il faudrait mettre de côté les variations de précipitations associées au réchauffement Holocène. *Vinther et al.* (2009) suggèrent un début de retrait aux alentours de 11 ka, synchrone pour tous les sites. La reconstruction en température de GRIP (voir figure 5.4 par ex.) montre un début de réchauffement vers 12 ka, avec une anomalie froide de température aux alentours de -10°C à 11 ka. Dans ces conditions, le modèle ne peut pas radicalement reculer à cette période alors que la température est encore largement glaciaire et que les précipitations quant à elles augmentent. Notons également qu'entre 12 ka et 11 ka, *Vinther et al.* (2009) prévoient une élévation de l'intégralité des sites de forage, alors qu'à cette même période, nous nous trouvons dans le minimum du Younger Dryas, donc probablement très sec.

Ainsi trois hypothèses semblent se dessiner pour expliquer le désaccord entre notre modèle et *Vinther et al.* (2009) :

- Certains processus sont encore mal représentés dans le modèle de glace, l'effet amont de

la libération des contraintes en aval serait notamment encore sous-estimé. Cette hypothèse nous semble peu probable, mais reste à tester, par exemple par des comparaisons de la dynamique de GRISLI avec celle du modèle “full Stokes” maintenant disponible au LGGE (Elmer/Ice, *Gillet-Chaulet et al.* (soumis)).

- La reconstruction des paléo-climats basés sur les isotopes (thermomètre isotopique et relation température-précipitation) est insuffisante. Le grand point d’incertitude concerne les variations d’accumulation dans le passé, éventuellement associées à des modifications de la circulation grande échelle. Ainsi, certaines périodes froides pourraient également être humides, ce qui n’est pas le cas dans notre approche. Ce raisonnement pourrait en partie expliquer les erreurs de timing de retrait.
- Une erreur se serait glissée dans les travaux de *Vinther et al.* (2009). Certaines de leurs hypothèses (notamment la stationnarité des calottes de Renland et Agassiz ou bien l’homogénéité à l’échelle du Groenland) seraient éventuellement trop fortes.

Simulation de la dernière déglaciation avec un modèle calibré

	Notation	Valeur	Référence
Carte de précipitations actuelles	$P_m(x, y, \text{mois})$	Variable spatialement	<i>Ettema et al.</i> (2009) + <i>Fettweis</i> (2007)
Carte de températures de l’air actuelles	$T_m(x, y, \text{mois})$	Variable spatialement	<i>Ohmura et Reeh</i> (1991)
Coefficient de fonte de la neige	C_{snow}	$2,65 - 4,3 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$	<i>Tarasov et Peltier</i> (2002)
Coefficient de fonte de la glace	C_{ice}	$8,3 - 17,2 \text{ mm} \cdot \text{j}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$	<i>Tarasov et Peltier</i> (2002)
Lapse rate topographique : valeur de juillet	lr_{july}	$-5,426^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$	<i>Fausto et al.</i> (2009)
Lapse rate topographique : valeur annuelle	lr_{ann}	$-6,309^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$	<i>Fausto et al.</i> (2009)
Coefficient de rétroaction température-précipitation	γ_{acc}	0,11	Ce travail
Facteur de conversion isotopique	α^i	$0,32\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$	Ce travail
Coefficient de frottement basal	β	$1500 \text{ m} \cdot \text{an} \cdot \text{Pa}^{-1}$	<i>Quiquet et al.</i> (2012)
SIA enhancement factor : loi de Glen	E_3^{SIA}	4,5	<i>Ma et al.</i> (2010)
SIA enhancement factor : loi linéaire	E_1^{SIA}	1,0	<i>Quiquet et al.</i> (2012)
SSA enhancement factor : loi de Glen	E_3^{SSA}	0,6	<i>Ma et al.</i> (2010)
SSA enhancement factor : loi linéaire	E_1^{SSA}	1,0	<i>Quiquet et al.</i> (2012)
Flux géothermique	$\phi_0(x, y)$	Variable + modifications locales	<i>Shapiro et Ritzwoller</i> (2004) + <i>Dahl-Jensen et al.</i> (1998) + <i>Dahl-Jensen et al.</i> (2003) + <i>Greve</i> (2005)

TABLE 5.5 – Liste des paramètres de la simulation calibrée.

Dans l’incapacité de calibrer en utilisant les reconstructions de *Vinther et al.* (2009), nous nous sommes principalement intéressés à deux contraintes : la géométrie simulée en fin de simulation et la datation des événements de Laschamp et du Younger Dryas dans les différents forages. En nous appuyant sur la table 5.4 nous avons pu cerner les paramètres prépondérants associés à chaque contrainte et nous avons ainsi pu effectuer la calibration dans un certain ordre. Ainsi, nous avons tout d’abord cherché le meilleur accord pour la position du Younger Dryas en variant la carte d’accumulation actuelle. Ensuite nous avons cherché l’amplitude climatique (contraste en température et ratio de précipitation) permettant d’améliorer la position de l’épisode de Laschamp. Pour finir, le champ de vitesse a également été modifié pour permettre un meilleur accord entre la géométrie

simulée et observée. Les nouveaux paramètres obtenus sont listés dans la table 5.5.

i) La datation des forages profonds

	DYE 3	GRIP	NGRIP	NEEM	Camp Century
Observée	0,57 m.w.e./an <i>Andersen et al.</i> (2006)	0,23 m.w.e./an <i>Andersen et al.</i> (2006)	0,19 m.w.e./an <i>North GRIP members</i> (2004)	0,26 m.w.e./an <i>Buchardt et Dahl-Jensen</i> (2007)	0,29 m.w.e./an <i>Robin</i> (1976)
<i>Ettema et al.</i> (2009)	0,58 m.w.e./an	0,13 m.w.e./an	0,12 m.w.e./an	0,16 m.w.e./an	0,30 m.w.e./an
<i>Fettweis</i> (2007) (MAR)	0,78 m.w.e./an	0,25 m.w.e./an	0,21 m.w.e./an	0,23 m.w.e./an	0,43 m.w.e./an
Nouvelle carte "combinée"	0,58 m.w.e./an	0,21 m.w.e./an	0,15 m.w.e./an	0,17 m.w.e./an	0,30 m.w.e./an

TABLE 5.6 — Accumulation pour différents sites de forage au Groenland, mesurée et simulée par le modèle en utilisant les précipitations de *Ettema et al.* (2009) (modèle RACMO) et *Fettweis* (2007) (modèle MAR). La dernière ligne présente les valeurs de la carte hybride obtenue en combinant les deux jeux de données précédents.

La datation des forages est une très forte contrainte pour le modèle, surtout en ce qui concerne la représentation du climat passé (voir table 5.4). Le modèle calibré tient compte d'une modification de la carte de précipitation actuelle (voir valeurs dans la table 5.6) pour obtenir un meilleur accord avec l'accumulation mesurée aux sites de forage, mais également pour retrouver la bonne position du Younger Dryas dans les profils verticaux simulés.

La figure 5.13 présente la relation âge-profondeur pour le modèle calibré. Les erreurs commises sur la profondeur du Younger Dryas sont très faibles. L'erreur la plus importante (100 m) concerne le site de GRIP. Pour ce site encore plus que dans les autres nous avons pu évaluer la sensibilité de la datation à la carte de précipitation utilisée. Cette sensibilité est accrue par les très faibles vitesses à cet endroit. Ainsi la datation de GRIP est, au premier abord, principalement déterminée par la carte de précipitation/accumulation.

Concernant la profondeur de l'épisode de Laschamp, le modèle présente un excellent accord à Dye 3 et à North GRIP. A Camp Century et GRIP, le modèle présente une erreur d'environ 150 mètres, en prévoyant ainsi des âges trop jeunes. Cependant, il faut remarquer que les profils présentent généralement une meilleure courbure que ceux de la version non-calibrée.

Pour obtenir cet accord entre les profils simulés et observés, nous avons utilisé un facteur du thermomètre isotopique plus faible (voir table 5.5), impliquant un plus fort contraste thermique entre les températures glaciaires et les températures holocènes. L'amplitude dans ces conditions est 30% plus forte que dans la simulation de référence (avec ainsi une anomalie en glaciaire de près de -20°C). Une température plus froide en glaciaire implique une précipitation moins importante. En plus de cela, nous avons également modifié le coefficient de rétroaction température-précipitation. La valeur plus importante choisie, entraîne également un assèchement plus important (66,7% de réduction, contre 50% dans la valeur de référence, pour une diminution de 10°C). Ces deux aspects cumulés nous fournissent ainsi des taux d'accumulation glaciaire bien plus faibles dans la version

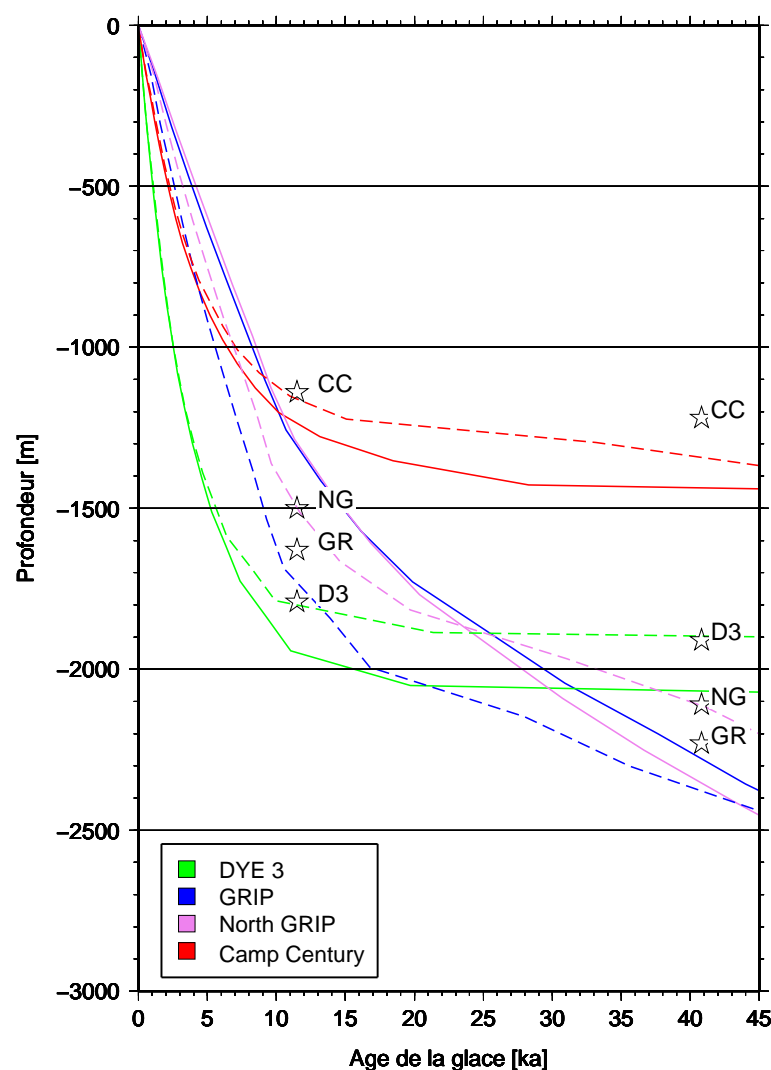


FIGURE 5.13 – Relation âge-profondeur dans la simulation de référence (traits pleins) et dans la simulation calibrée (tirets) pour les quatre forages profonds du Groenland. Les étoiles symbolisent la position du Younger Dryas (11,5 ka) et de l'épisode de Laschamp (40,8 ka).

calibrée que dans la version de référence.

ii) La topographie simulée

La figure 5.14 présente les résultats du modèle calibré en terme de topographie. Globalement, l'écart avec la topographie observée est bien plus faible que dans la version de référence. Cependant, les marges présentent toujours des différences relativement importantes. Le plus frappant concerne la zone montagneuse de l'Est : une résolution bien plus fine serait nécessaire pour une meilleure représentation des vallées et des fjords très marqués dans cette région. A défaut d'une résolution assez fine, il faudrait penser au développement de paramétrisation de processus sous-grille. Certains essais ont été effectués dans des travaux antérieurs (Marshall et Clarke, 1999) mais

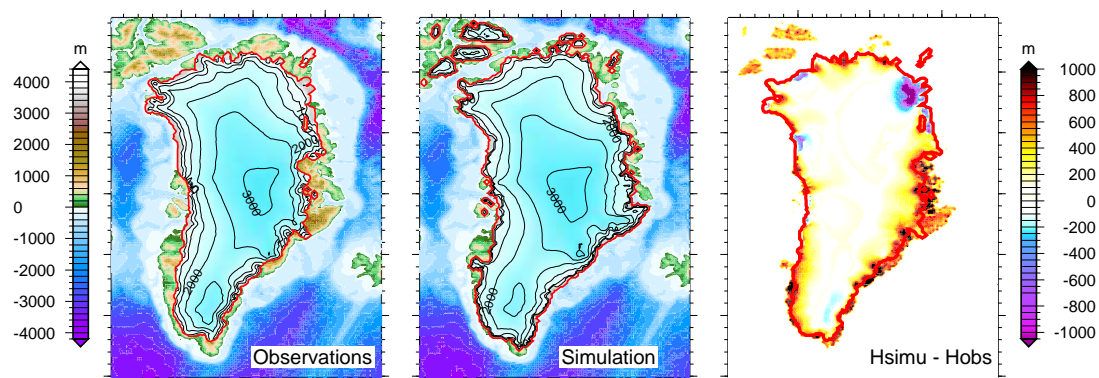


FIGURE 5.14 – Topographie actuelle observée, topographie actuelle simulée après calibration, et différence entre l'épaisseur de glace simulée et l'épaisseur de glace observée (à droite). L'extension actuelle de la calotte est représentée par une ligne rouge dans les deux cartes.

ces outils sont encore très peu utilisés. Excepté pour cette région, la surface englacée est générale-

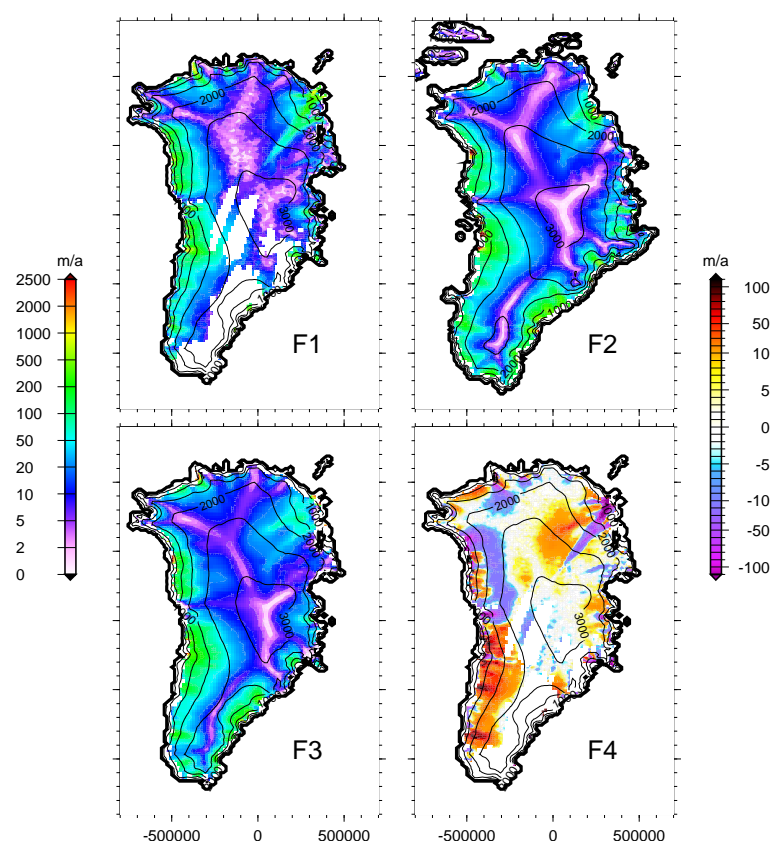


FIGURE 5.15 – Champ de vitesse observé (F1), champ de vitesse simulé sur topographie simulée (F2), champ de vitesse simulé sur topographie observée (F3) et différence entre le champ de vitesse observé et le champ de vitesse simulé sur la topographie observée (simu – obs, F4).

ment bien représentée. Cette bonne représentation provient majoritairement du choix des facteurs de fonte et de l'utilisation de la paramétrisation de la température de *Ohmura et Reeh* (1991), plutôt que de celle de *Fausto et al.* (2009).

Une zone problématique concerne encore le profond fjord du Nord-Est, embouchure du grand ice stream de la région désigné sous le nom de NEGIS (North East Greenland Ice Stream). Bien qu'un biais dans la représentation locale du climat ne soit pas à écarter, le délitement de la calotte à cet endroit peut être également attribué à une mauvaise représentation de ce fleuve de glace. En effet, même dans la version calibrée, les vitesses simulées dans la zone du NEGIS semblent toujours être inférieures à celles observées par *Joughin et al.* (2001) (voir figure 5.15). Le flux de glace apporté en aval est ainsi largement sous-estimé dans nos simulations.

iii) Les profils de température

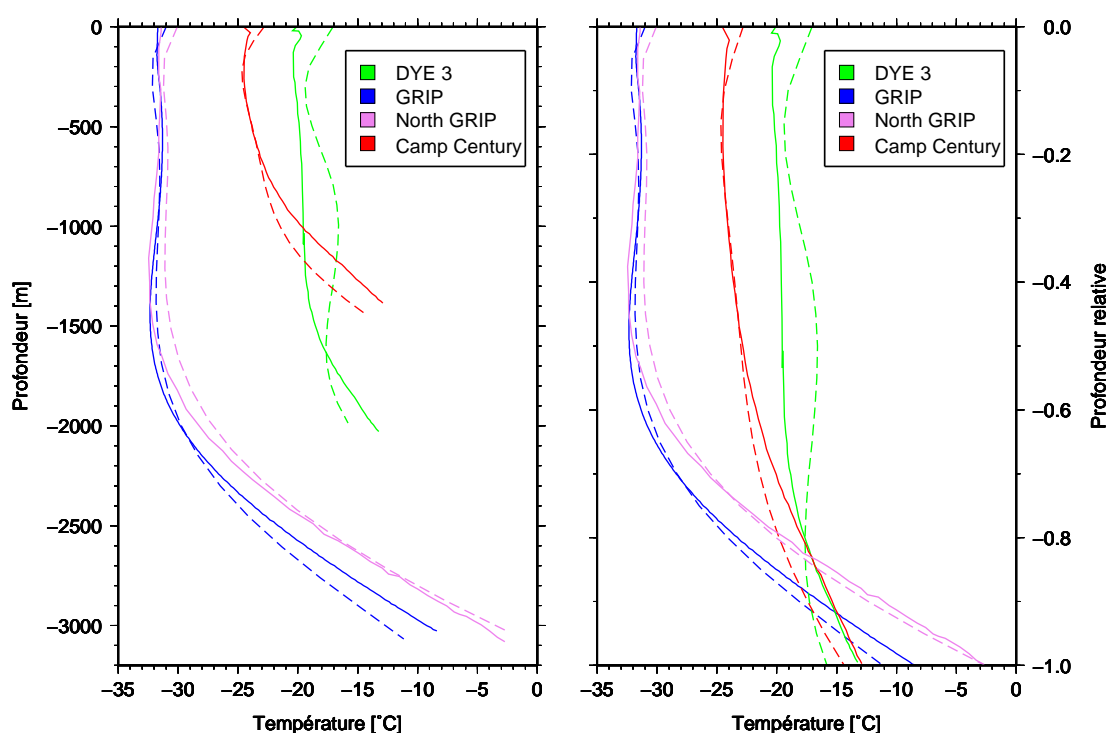


FIGURE 5.16 – Profils de température pour quatre points de forage. Les observations sont tracées en traits pleins et la simulation calibrée est en tirets. A gauche, les profils sont en coordonnées absolues, à droite en coordonnées réduites (h/H_0).

Les profils verticaux de température simulées nous ont permis de faire le choix des conditions aux limites de surface (température) et basales (flux géothermique). Ainsi, la paramétrisation de la température de *Ohmura et Reeh* (1991) a été préférée à celle de *Fausto et al.* (2009) car l'accord entre les températures mesurées dans le névé, au point de forage, est plus proche de celles issues de la paramétrisation. Ensuite, comme discuté dans la section 5.1.2, les valeurs du flux géothermique de *Shapiro et Ritzwoller* (2004) ne correspondent pas aux valeurs mesurées aux points de forages. Nous avons donc appliqué des modifications locales de la valeur de ce flux en utilisant les valeurs

listées dans la section 5.1.2.

La figure 5.16 présente les profils de température simulée pour les forages de GRIP, North GRIP, Camp Century et Dye 3. L'accord entre les profils est plutôt satisfaisant pour les forages de North GRIP, GRIP et Camp Century. Pour ces forages, l'erreur maximale est inférieure à 2°C à la base pour GRIP et Camp Century (trop froid dans la simulation). Une légère augmentation de la valeur du flux géothermique dans cette région permettrait d'améliorer l'accord. A Dye 3 en revanche, il existe une erreur au sommet du profil due à une température paramétrée trop chaude de 3°C dans *Ohmura et Reeh* (1991). Il existe également une erreur à la base avec une température trop froide de 3°C. Rappelons que dans cette région, le flux géothermique a été diminué jusqu'à la valeur de 20 mW/m². Mentionnons également la protubérance en milieu de profil pour Dye 3. Cette anomalie chaude est probablement à relier à un problème de redémarrage : la simulation présentée ici ne couvre que les derniers 60 ka, avec pour point de départ la simulation de référence présentée dans la section 5.1.

Pour conclure sur les profils de température on notera qu'il est possible d'effectuer un meilleur ajustement en effectuant des modifications du flux géothermique comme dans *Greve* (2005). Cependant, au vu de la faible sensibilité des résultats en terme de datation et de topographie simulée (voir table 5.4), nous n'avons pas effectué de travail plus fin de calibration. Enfin, il est important de signaler que ce genre de calibration est entièrement modèle-dépendant. Ainsi même les valeurs de *Dahl-Jensen et al.* (2003) pour GRIP et North GRIP sont estimées à partir d'un modèle simple de la représentation de l'amincissement.

5.3 La reconstruction du Groenland à l'Eémien

Dans la section précédente nous avons pu calibrer GRISLI sur la dernière déglaciation. Maintenant, nous tâcherons dans cette section de réaliser des reconstructions de l'état du Groenland sur l'intégralité du cycle glaciaire-interglaciaire, avec un intérêt particulier sur l'Eémien. Le problème de la reconstruction d'un climat acceptable sur cette longue période sera abordé à travers la problématique de la construction d'un index de température sur 200 ka, et sur les effets d'un éventuel changement de l'empreinte du climat.

5.3.1 De l'importance de remonter jusqu'au précédent état glaciaire

Le choix de départ est crucial pour toute simulation d'évolution de calotte polaire. Pour illustrer l'effet mémoire de la calotte, nous avons utilisé 3 simulations d'exemples. Ces simulations reprennent les paramètres de la simulation de référence présenté dans la section 5.1, et diffèrent uniquement de par leurs conditions initiales. La figure 5.17 présente les évolutions du volume total associé à ces trois simulations sur l'intégralité du cycle de 125 000 ans. Les trois états de départ sont :

- A : Topographie et champ de température glaciaire à 21 ka simulés au cours d'un cycle (simulation de la section 5.1).
- B : Topographie et champ de température actuel simulés (0 ka) dans cette même simulation.
- C : Topographie actuelle et champ de température simulés après une déglaciation au cours de laquelle a été ajoutée une anomalie homogène de +3°C, afin de mimer un interglaciaire plus chaud (autrement, mêmes valeurs de paramètres que dans la section 5.1).

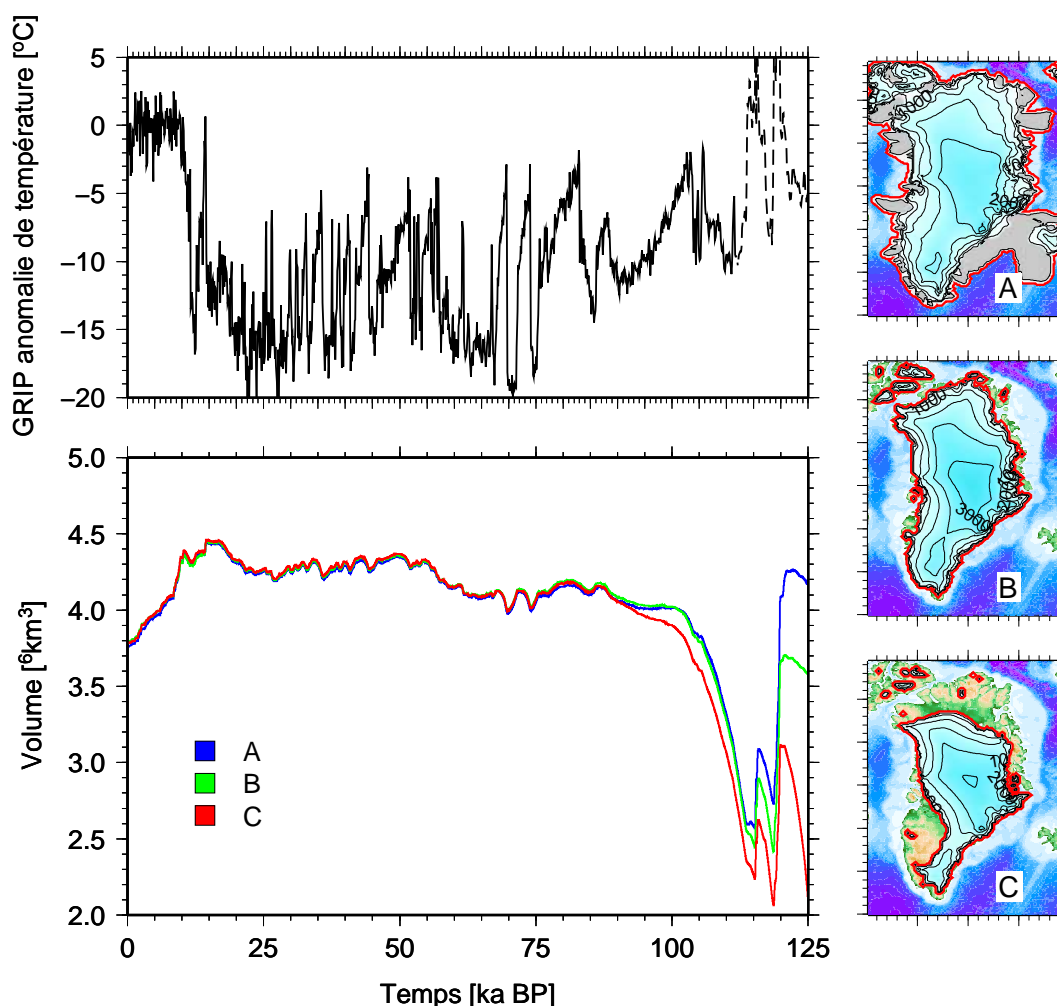


FIGURE 5.17 – Evolution de l’anomalie (par rapport à l’actuel) de la température de l’air au Groenland reconstruite à partir de l’enregistrement de GRIP (partie supérieure) et les variations consécutives du volume de glace simulé (partie inférieure), au cours des 125 000 dernières années, pour 3 topographies de départ différentes. A : Etat glaciaire à 21 ka simulé au cours d’un cycle (simulation de la section 5.1). B : Etat actuel simulé (0 ka) dans cette même simulation. C : Etat actuel simulé après une déglaciation au cours de laquelle a été ajoutée une anomalie homogène de +3°C, afin de mimer un interglaciaire plus chaud (autrement, mêmes valeurs de paramètres que dans la section 5.1). La partie perturbée de GRIP a été utilisée ici et ainsi les reconstructions éémienne ne sont absolument pas réalistes. Cependant l’effet mémoire présenté ici n’est pas remis en question avec l’utilisation d’un autre scénario de forçage.

Les courbes du volume total simulé se confondent vers 90 ka, soit 35 ka après le début de la simulation. Cette simple expérience permet de mettre en évidence le temps associé au “souvenir” de la calotte. Ainsi, pour simuler une calotte éémienne, il faut prendre un point de départ au moins vers 160 ka, donc au cours du précédent glaciaire. Cette observation est cependant à nuancer. Ici, la calotte “oublie” l’état initial car une entrée en glaciation suit la période chaude de l’Eémien. Pour une période chaude plus durable, une divergence pourrait s’opérer, avec éventuellement la disparition du Groenland pour les branches partant d’un état initial trop petit.

5.3.2 Un index de température multi-proxy pour le Groenland couvrant deux cycles glaciaire-interglaciaire

Si la nécessité de remonter jusqu'au précédent état glaciaire afin de simuler l'état de la calotte du Groenland au cours de l'Eémien est évidente, il se pose cependant le problème du choix de l'index de température. En effet, comme nous l'avons déjà vu, l'étude des carottages profonds au Groenland a permis de reconstruire des anomalies de températures vis-à-vis du climat actuel (*Dansgaard et al.*, 1993; *Johnsen et al.*, 1997). Cependant, toutes les carottes du Groenland ont un signal limité au dernier interglaciaire et ne remontent donc pas plus loin dans le temps. L'idée est donc d'utiliser d'autres indicateurs du climat passé pour créer ainsi un index composite.

L'enregistrement de la concentration de méthane à EPICA-DOME C, Antarctique

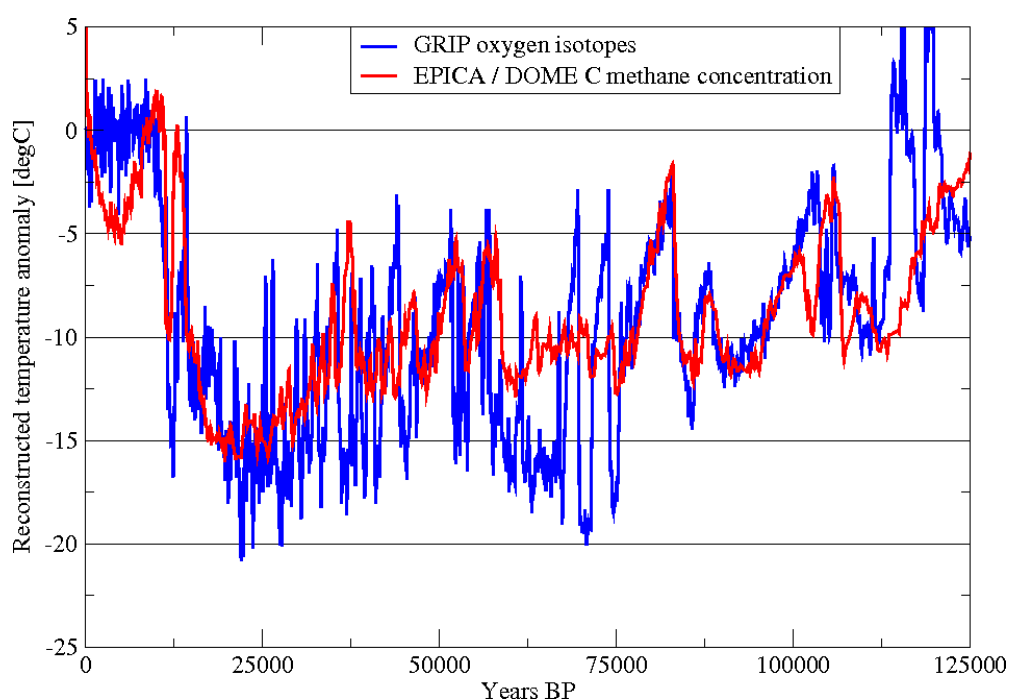


FIGURE 5.18 — Reconstruction de l'anomalie de température par rapport à l'actuelle au cours des 125 000 dernières années, déduite de la mesure des isotopes de l'oxygène de GRIP (bleu) et de la concentration de méthane (rouge).

Le projet européen EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) a permis le forage d'une carotte de 3124 mètres près de la base américaine de Dôme C en Antarctique. Au vu du faible taux d'accumulation dans cette zone, l'étude de l'air piégé dans cette glace a permis de retracer l'évolution du dioxyde de carbone et du méthane sur 800 000 ans (*Lüthi et al.*, 2008; *Louergue et al.*, 2008). Le méthane, de par le très fort forçage radiatif qui lui est associé (20 fois supérieur à celui du dioxyde de carbone) et son temps de vie très court (9 à 15 ans), est considéré comme un indicateur très sensible aux changements climatiques à l'échelle millénaire (*Spahni et al.*, 2005; *Louergue et al.*, 2008). En profitant du fait que le temps d'homogénéisation de l'atmosphère est très court et que le méthane est donc un indicateur global, nous nous sommes servis de cet enregistrement pour construire un index de température.

Nous avons supposé une loi linéaire entre la concentration en méthane et la température. La calibration de cette loi a été effectuée sur l'enregistrement haute-résolution de GRIP, en considérant cette température comme la référence du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. La meilleure paramétrisation, au sens des moindres carrés, est la suivante :

$$\Delta T_{CH_4}(t) = 0,05176 \text{ } ^\circ\text{C.ppbv}^{-1} \times [CH_4](t) - 34,234 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.3)$$

Avec $[CH_4]$ exprimé en *ppbv*.

La figure 5.18 présente l'anomalie de température déduite de l'étude des isotopes de GRIP et l'anomalie reconstruite après notre régression. L'accord n'est pas parfait. Il semblerait notamment que la reconstruction à partir de la concentration en méthane sous-estime généralement la variabilité en période glaciaire. Il faut noter également que les températures au cours de l'Holocène sont mal représentées. Cependant, le cycle présente tout de même la tendance générale. Nous devons faire remarquer que nous n'utiliserons cet index basé sur la concentration que là où nous n'avons pas d'informations plus précises, donc principalement avant l'Eémien. Notons également que la variabilité du signal en période glaciaire n'a que peu d'influence sur la topographie de la calotte simulée. Nous reviendrons par contre sur la définition d'un index de température pour l'Eémien un peu plus tard dans cette partie.

Isotopes de l'oxygène à North GRIP

Comme nous avons déjà pu le mentionner, la mesure des isotopes de l'oxygène à GRIP au fond du forage est probablement perturbé. Les deux grands pics chauds entre 120 ka et 125 ka observables sur la figure 5.18 pourraient notamment provenir d'un mixage des couches (*Landais, 2004*) et ne seraient ainsi pas représentatifs d'un véritable signal climatique. En effet les mesures effectuées au site voisin de GISP2 n'ont pas mis en évidence cette grande variabilité (*Groote et al., 1993*).

Nous avons donc décidé de laisser de côté l'enregistrement de GRIP, pour lui préférer celui de North GRIP (NGRIP members 2004). Ce dernier présente en effet un signal isotopique beaucoup moins perturbé dans son fond (en raison de la fusion basale très forte à North GRIP). A l'instar de la calibration effectuée sur le méthane, nous avons ici encore assumé une relation linéaire entre la valeur de l'isotope et la température et nous avons ensuite cherché à minimiser (au sens des moindres carrés) l'écart entre cette température et la température de GRIP. La conversion de la teneur isotopique en température est la suivante :

$$\Delta T_{NGRIP}(t) = d (\delta^{18}O_{NGRIP}(t) + 35,19) \quad (5.4)$$

Avec $d = 2,0^\circ\text{C}\text{‰}^{-1}$ et $\delta^{18}O_{NGRIP}(t)$ exprimé en ‰. Malheureusement, l'enregistrement de North GRIP ne remonte que jusqu'à 123 000 ans et ne couvre donc pas l'intégralité du dernier interglaciaire.

Notons que le méthane présente un maximum de concentration quelques millénaires avant l'optimum éémien supposé de l'hémisphère nord (visible sur la figure 5.19). Il est possible que ce décalage entre les deux hémisphères soit dû au changement fort d'albédo dans l'hémisphère nord à cette époque et/ou à une rétroaction des modifications de l'altitude de la calotte du Groenland (*Masson-Delmotte et al., 2010*). Ainsi, ne pouvant pas utiliser l'index de température basé sur le méthane pour l'Eémien, nous avons du trouver un raccord éémien entre les anomalies de températures NGRIP et les anomalies de températures méthane. Ce raccord a été effectué en considérant les reconstructions de SST d'une carotte marine.

Raccord entre l'index méthane et l'index NGRIP : l'utilisation de mesures de SST

Masson-Delmotte et al. (2010) trouvent une similarité dans le signal de l'isotope dans les forages du Groenland et dans les SST de l'Atlantique Nord. Cette similarité peut être aperçue autant dans le refroidissement progressif qui a suivi l'Eémien, que dans les rares points non-perturbés de l'isotope de l'oxygène de GRIP précédant l'Eémien (*Masson-Delmotte et al.* (2010), supplementary material). Par conséquent, nous avons décidé d'utiliser les températures reconstruites de SST basées sur l'étude des foraminifères planctoniques de la carotte marine ODP 980 (*McManus et al.*, 1999; *Oppo et al.*, 2006). Cette carotte a été prélevée à l'Ouest de l'Irlande. L'enregistrement couvre la période 112,5 ka jusqu'à 143,3 ka. Nous avons là encore calibré une fonction linéaire entre la reconstruction d'anomalie et l'anomalie de température. La relation est la suivante :

$$\Delta T_{CH_4}(t) = 2,043 \times SST(t) - 27,218 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (5.5)$$

Avec $SST(t)$ exprimé en $^\circ\text{C}$.

La figure 5.19 présente les différents index utilisés aux alentours de la période de l'Eémien. Nous avons décidé d'utiliser l'intégralité du signal de North GRIP et de n'utiliser les SST qu'entre 123 ka et 128,6 ka. Au-delà de 128,6 ka le signal basé sur le méthane est utilisé.

Notre nouvel index multi-proxy sur 200 ka est présenté dans la figure 5.20.

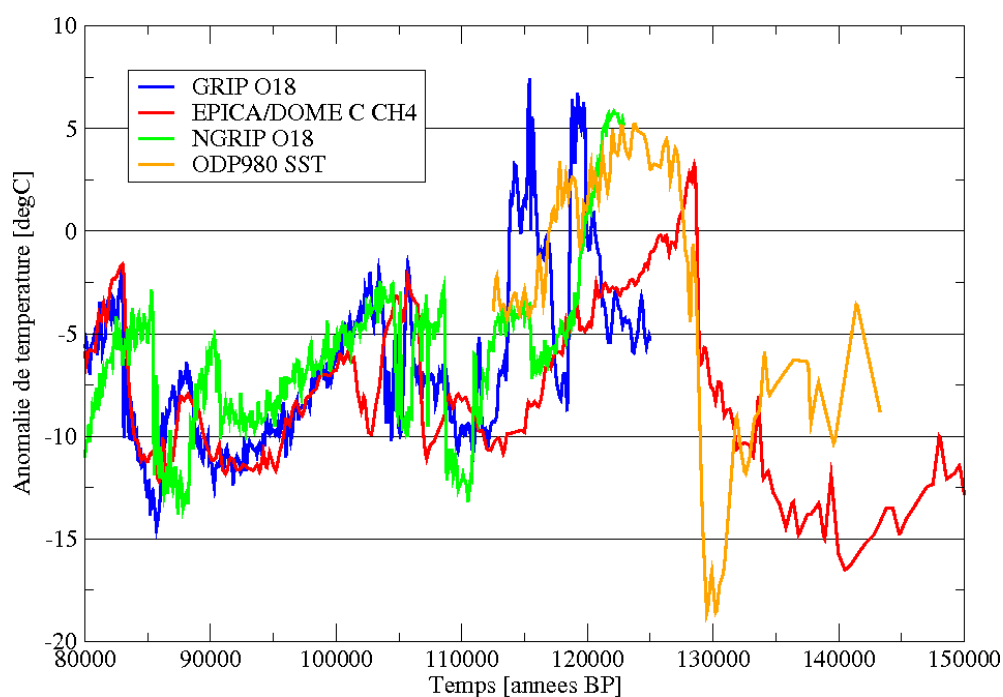


FIGURE 5.19 – Présentation des différents index d'anomalie de température aux alentours de l'Eémien.

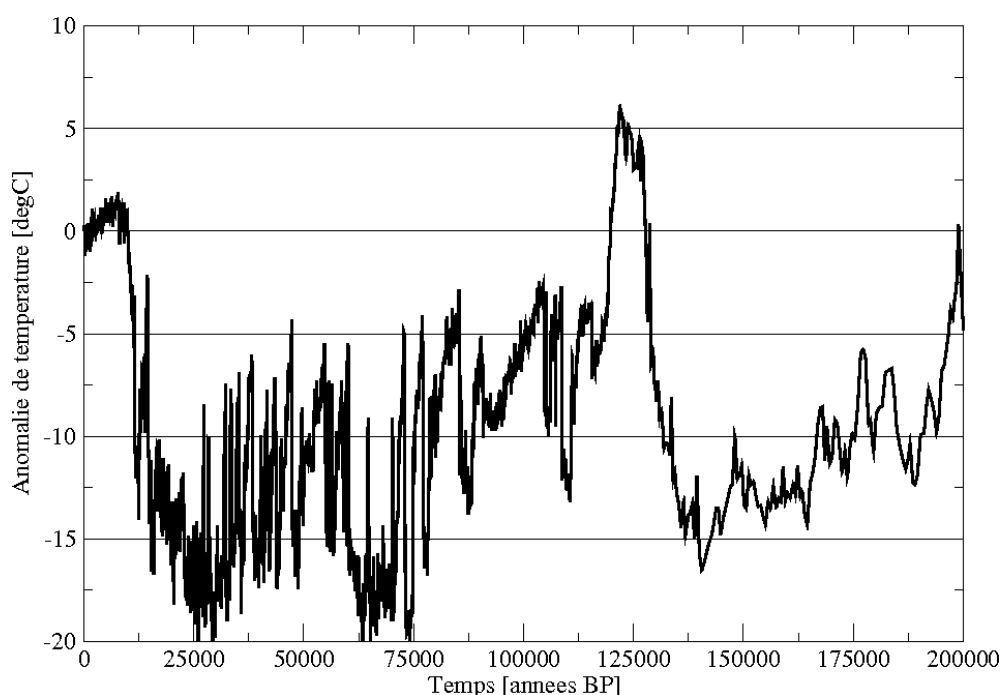


FIGURE 5.20 – Index multi-proxy sur 200 ka.

5.3.3 Prise en compte d'un changement de pattern des températures et des précipitations à l'Eémien

Méthodologie : l'utilisation de données atmosphériques en relatif

La procédure du climat en mode perturbation comme décrit au chapitre précédent (chap 4) présente l'inconvénient majeur de ne pas permettre une prise en compte de modification éventuelle du pattern des variables atmosphériques au cours du temps. En effet, la perturbation en température est appliquée de manière uniforme sur l'ensemble de la calotte.

Ajoutons par ailleurs que, comme nous l'avons vu dans le chapitre 3 les modèles climatiques ne sont pas toujours adaptés pour une utilisation en absolu, c'est-à-dire en appliquant directement les champs de température et de précipitation. En effet, certains modèles ne sont pas en mesure de simuler le bilan de masse de surface actuel du Groenland et du fait de la tendance des modèles de glace à accumuler les biais, les divergences peuvent être notables. Si ces modèles ne reproduisent que très grossièrement le bilan de masse de surface actuel, il est fort probable que le climat du dernier interglaciaire soit lui aussi entaché d'erreur.

Par contre certaines climatologies sont plus proches des observations. Ces climatologies peuvent être issues de paramétrisation de données stations (*Fausto et al.* (2009) ou *Ohmura et Reeh* (1991) pour la température par exemple) ou peuvent également être issues de modèle atmosphériques régionaux validés sur des stations sols (*Ettema et al.*, 2009; *Fettweis et al.*, 2008). Ces dernières climatologies sont généralement uniquement disponibles pour le climat actuel et justifient l'utilisation massive de la méthode d'index présentée au chapitre 4.

L'utilisation d'un modèle atmosphérique en relatif pour le forçage atmosphérique consiste à n'utiliser de celui-ci que sa propre déviation au cours du temps, comparativement à son état sur le climat actuel. L'application de ces anomalies (entre un snapshot donné et le climat actuel) sur les cartes du climat en lesquelles nous avons plus confiance, nous permet de reconstruire un climat de référence pour un nouveau snapshot. Cependant, la méthode d'index est toujours indispensable, et nous appliquons ensuite la méthode de "perturbation" (décrite au chapitre 4 précédent) sur ce nouveau climat d'un snapshot donné. L'application de l'anomalie nous permet de définir un nouveau climat de référence, à l'instant t . La perturbation en température prescrit par l'index doit donc être translaté de manière à fournir une valeur de perturbation nulle à l'instant t . Concrètement, si nous appliquons une anomalie à 126 ka et que l'index de température prévoit $+3^{\circ}\text{C}$ à 126 ka, nous appliquerons une perturbation additionnelle de -3°C sur l'intégralité de l'index pour le reste de la simulation.

Ici, nous avons utilisé des anomalies de température et de précipitations entre deux simulations du modèle couplé CNRM (*Salas-Mélia et al.*, 2005), modèle déjà présenté au chapitre 3. Cette méthode sera toujours désignée par la suite par la méthode dite d'anomalies, par opposition à la méthode dite standard.

Les anomalies de températures et de précipitations à l'Eémien

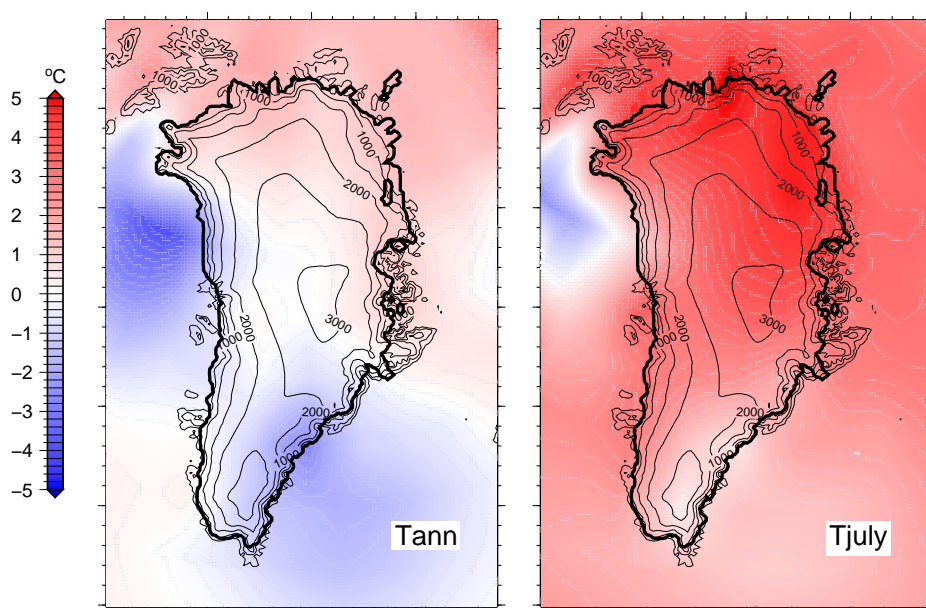


FIGURE 5.21 – Anomalie en température (126 ka-0 ka) sur la moyenne annuelle (gauche) et sur la valeur pour le mois de juillet (droite).

Les deux simulations utilisées sont les suivantes :

- Simulation CNRM3.3 actuel. Forçages astronomiques actuels et teneur en gaz à effet de serre pré-industrielle. Topographie Groenland à sa valeur actuelle.
- Simulation CNRM3.3 126 ka. Forçages astronomiques 126 ka et teneur en gaz à effet de serre 126 ka. Topographie Groenland à sa valeur actuelle.

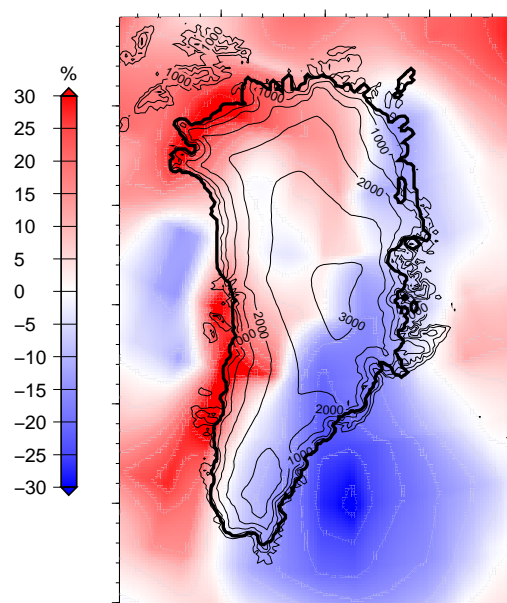


FIGURE 5.22 – Anomalie en précipitation (126 ka-0 ka) sur la moyenne annuelle.

La figure 5.21 présente les anomalies de températures (valeur à l'Eémien moins valeur actuelle) pour la moyenne annuelle et pour la température de juillet. La première constatation est que cette anomalie est loin d'être uniforme : alors que le Sud et l'Ouest présentent une température plus basse pendant l'Eémien, le Nord présente lui une température plus chaude. La température de juillet (qui gouverne l'ablation) est plus chaude d'au moins 1 degré sur la quasi-totalité de la calotte polaire, excepté dans le Sud. Cependant nous pouvons souligner que l'anomalie en température à 126 ka fournie par le modèle de climat ne correspond pas, en amplitude, à l'anomalie de notre index. Ce dernier suppose une anomalie homogène supérieure à $+3^{\circ}\text{C}$, donc une valeur bien supérieure à ce que prévoit le GCM à North GRIP (un peu moins de $+1^{\circ}\text{C}$). On s'attend ainsi à une déglaciation moins importante durant l'Eémien en utilisant cette anomalie, plutôt qu'en utilisant la valeur de l'index appliquée de manière homogène.

La figure 5.22 présente les anomalies de précipitations annuelles (en %) à 126 ka par rapport à la valeur actuelle. On distingue une sorte de gradient est-ouest avec un affaiblissement des précipitations dans la partie Est et une augmentation dans la partie Ouest. Les précipitations sont surtout plus abondantes dans le nord et sur la côte Ouest (avec des valeurs de l'ordre de $+30\%$ par endroits). La diminution des précipitations sur la côte Est est aux alentours de -20% dans l'ensemble.

5.3.4 Le Groenland au cours du dernier cycle, résultats

Dans la suite nous décrirons les résultats concernant l'état simulé du Groenland tout au long du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. L'état de la calotte durant l'Eémien en particulier sera discuté. Bien entendu, cet état est dépendant du choix des paramètres du modèle et également du choix de la perturbation climatique. Les paramètres du modèle les plus justifiés sont ceux directement issus du travail de calibration durant la déglaciation (pour les valeurs, voir la table

simulacal). Nous présenterons ainsi généralement deux configurations les plus probables : l'une utilisant l'index de température de manière standard (ainsi désignée par la suite comme "méthode standard"), et une autre en utilisant les anomalies proposées par le CNRM3.3 (désignée comme "méthode par anomalies")⁶. Pour cette dernière méthode, un raccord à 100 ka est effectué pour supprimer les anomalies et retomber sur le climat actuel en fin de simulation (l'index est également de nouveau translaté).

Volume et topographie sur l'intégralité du cycle

La figure 5.23 présente l'évolution du volume total de glace simulé sur l'intégralité du cycle pour les deux méthodes définies précédemment. La réaction à la perturbation en température de l'Eémien est forte dans les deux méthodes, avec un effondrement de la calotte débutant à 130 ka. Le minimum de glace se situe aux alentours de 121 ka. Cependant, la méthode standard prévoit une diminution de volume deux fois plus importante que la méthode par anomalies. Cette différence s'explique pleinement par le point soulevé à la section précédente : l'anomalie en température préconisée par le GCM présente une amplitude bien inférieure à ce que prévoit notre index multi-proxy. Le signal climatique pour la période 100 ka – 0 ka étant le même dans les deux méthodes, on retrouve la même évolution du volume après le temps "d'oubli" du modèle d'environ 30 ka.

Nous l'avons vu, la majorité des données à notre disposition est contenue dans les forages profonds du Groenland. Il est donc indispensable de s'attarder sur l'évolution de ces zones en particulier. Ainsi, la figure 5.24 présente l'évolution de l'altitude aux points de forage, toujours à travers les deux méthodes déjà présentées. Ici encore la réaction à la période chaude de l'Eémien est particulièrement marquée. Aux alentours de 135 ka, l'effet du réchauffement est surtout associé à une augmentation des précipitations et tous les points de forages voient leur altitude augmenter. Cependant à partir de 125 ka, l'altitude diminue brusquement, surtout pour les sites les plus proches de la périphérie (Camp Century, NEEM et Dye 3). La diminution d'altitude est surtout prononcée dans le cas standard, avec notamment une disparition totale de la glace au site de Camp Century.

La topographie du Groenland durant l'Eémien

Nous avons vu précédemment que le minimum de glace se situe aux alentours de 121 ka. La figure 5.25 présente donc les topographies obtenues à cette date. Comme nous l'avons signalé, l'anomalie en température à 126 ka calculée par le GCM est moins importante que la valeur homogène prévue par notre index. Il s'ensuit donc que la calotte simulée en utilisant la méthode d'anomalie est plus étendue. Cependant, il apparaît également qu'avec cette même méthode les précipitations plus faibles dans une grande zone Sud et Est conduisent à une calotte légèrement moins élevée dans la partie centrale (ce qui était déjà observable dans la figure 5.24). Quelle que soit la méthode de reconstruction choisie, les zones de retrait sont sensiblement les mêmes : la zone de basse altitude du Sud Ouest (à partir de l'embouchure du Jakobshavn), ainsi que le Nord, en particulier dans sa partie Est.

Alors que la reconstruction par la méthode par anomalies climatiques déduites d'un GCM (B sur figure 5.25) propose que l'intégralité des sites de forages soit encore englacée au minimum

6. Les deux méthodes étant en mode perturbation avec l'index présenté précédemment. Cependant l'index pour la méthode d'anomalie a subi une translation de $-3,88^{\circ}\text{C}$ pour avoir une perturbation nulle au moment du snapshot (126 ka).

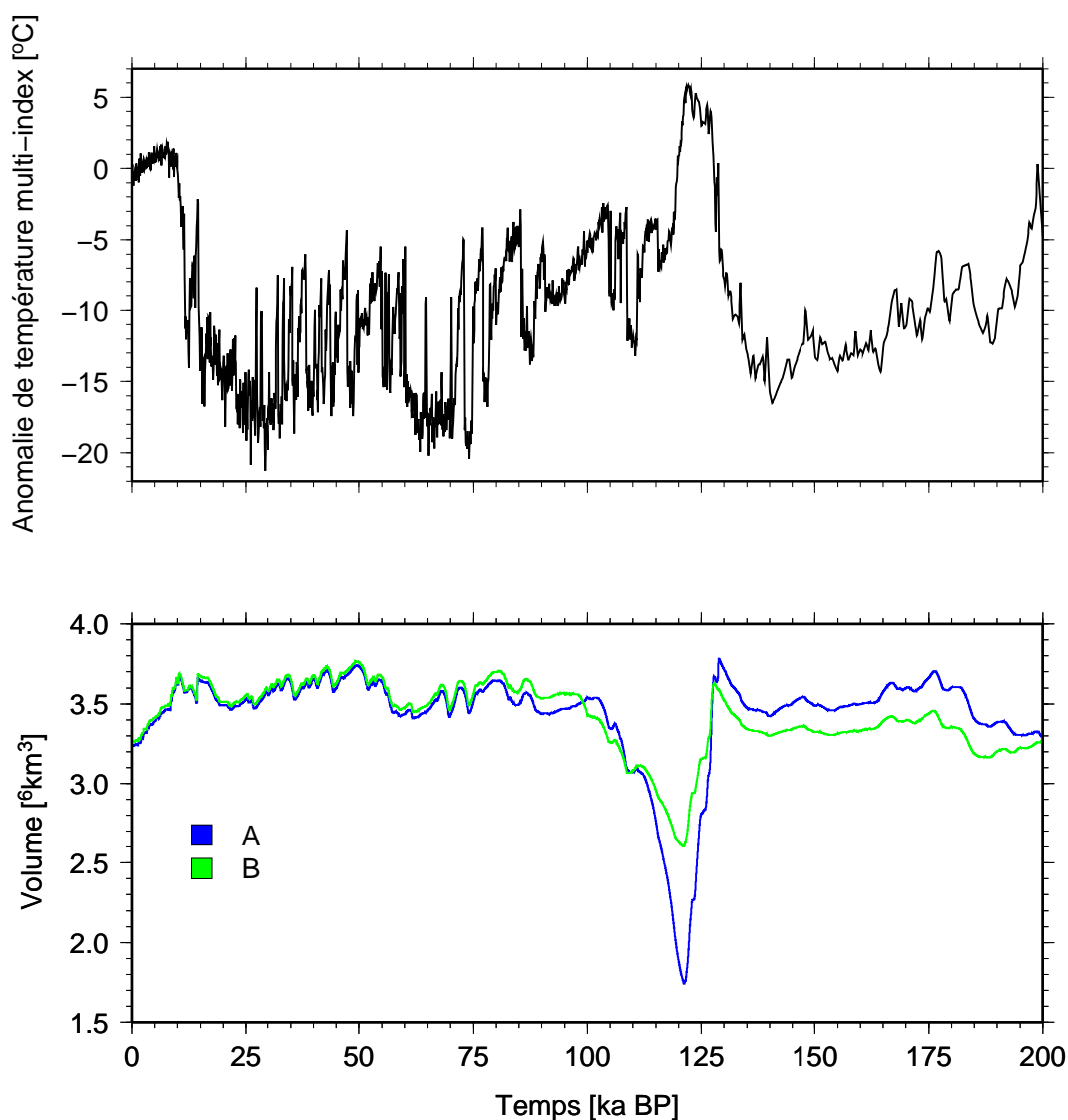


FIGURE 5.23 – Evolution de l'anomalie (par rapport à l'actuel) de la température de l'air au Groenland (partie supérieure) et les variations consécutives du volume de glace simulé (partie inférieure), au cours des 200 000 dernières années pour le cas standard (A) et pour le cas de la méthode d'anomalie (B).

Eémien, il n'en est pas de même dans la méthode "standard" (A sur figure 5.25). Le site de Camp Century se trouve notamment déglacé dans ce dernier cas. Cependant, la limite de la calotte est très proche de la position de Camp Century est, de la glace peut aisément y avoir été apportée au cours de la nouvelle avancée des glaces qui a suivi.

Les topographies présentées à 121 ka représentent un volume de 1,74 et 2,60 millions de km^3 (respectivement pour la méthode standard et anomalies). Le volume actuel de glace étant de 2,91 millions de km^3 , cela correspond donc à une anomalie négative de 1,17 et 0,31 km^3 . Traduite en

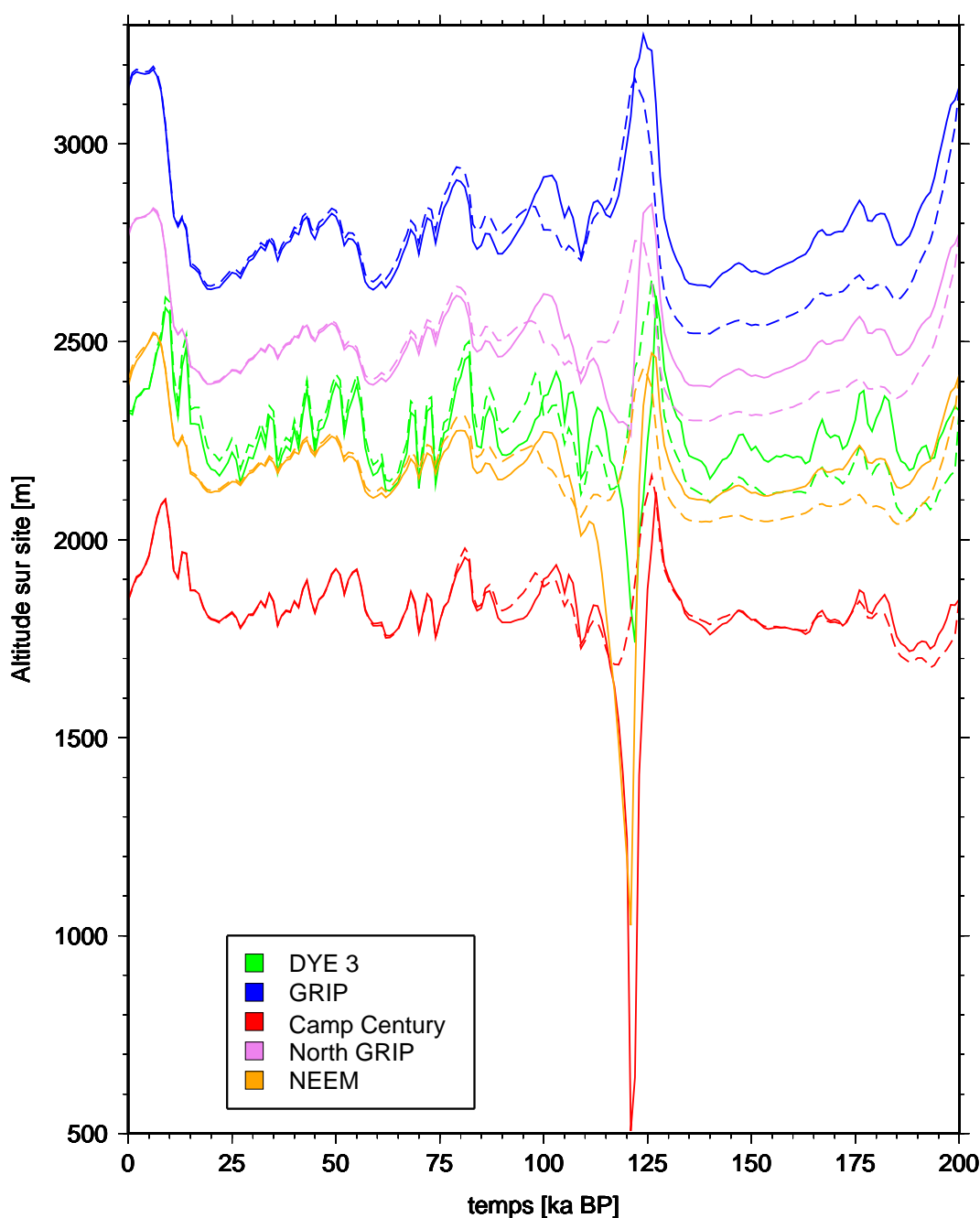


FIGURE 5.24 – Evolution de l'altitude pour les 5 forages profonds du Groenland au cours des 200 000 dernières années pour le cas standard (trait plein) et pour le cas de la méthode d'anomalie (tirets). L'effondrement durant l'Eémien est uniquement perceptible dans la méthode standard, avec notamment une disparition totale de la glace à Camp Century.

équivalent niveau des mers⁷, la fonte de la calotte polaire du Groenland durant l'Eémien dans nos reconstructions représente une contribution au niveau global des mers, comprise entre 3,25 et 0,86 m. Alors que la valeur prévue par la méthode d'anomalie semble très basse, la valeur de

7. En considérant une surface moyenne des océans de 362 millions de km², soit 71% de la surface terrestre.

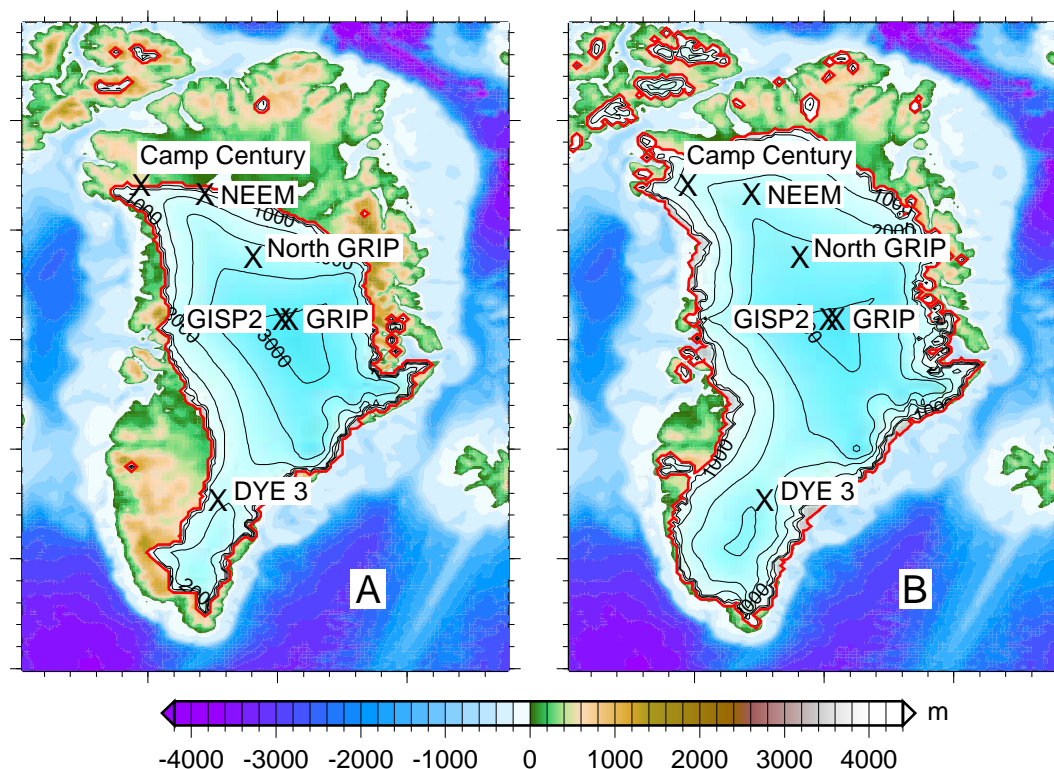


FIGURE 5.25 – Topographies simulées du Groenland à 121 ka (minimum de l'Eémien) pour le cas standard (A) et pour la méthode d'anomalie (B). Les forages profonds sont représentés par une croix. La ligne rouge représente le bord de la calotte.

3,25 m est compatible avec les travaux de *Tarasov et Peltier* (2003). *Cuffey et Marshall* (2000) et *Robinson et al.* (2011) prévoient quant à eux des contributions plus importantes (4 – 5,5 m et 3,7 – 4,4 m respectivement). On signalera toutefois la forte sensibilité de la calotte simulée à l'Eémien à l'histoire climatique dans notre modèle, sensibilité également soulignée par *Robinson et al.* (2011).

Les “carottes synthétiques” en tant qu'outil de validation ?

La simulation de l'intégralité d'un cycle glaciaire-interglaciaire, nous permet d'avoir un enregistrement vertical cohérent au sein de la calotte. Notamment grâce à l'outil de traceur réimplémenté au cours de ce travail, il est possible d'avoir des informations sur l'origine des particules de glace, autant sur les variables topographiques (altitude de dépôt par exemple) que sur les variables atmosphériques (température au moment de la déposition ou bien encore accumulation).

Ainsi, nous avons développé un outil pour reconstruire des carottes synthétiques à partir des enregistrements verticaux simulés. Pour cela, nous avons utilisé l'enregistrement de l'origine de la glace (X_{dep} , Y_{dep} et t_{dep}) suivant la verticale. A cette origine est associé un âge de dépôt, t_{dep} . La température de surface simulée (prenant en compte des effets topographiques) au temps t_{dep} est ensuite interpolée entre deux snapshots du modèle. Les conditions de surface au moment du dépôt et à la position (X_{dep} , Y_{dep}) peuvent ensuite être lues sur cette carte interpolée. Cette température

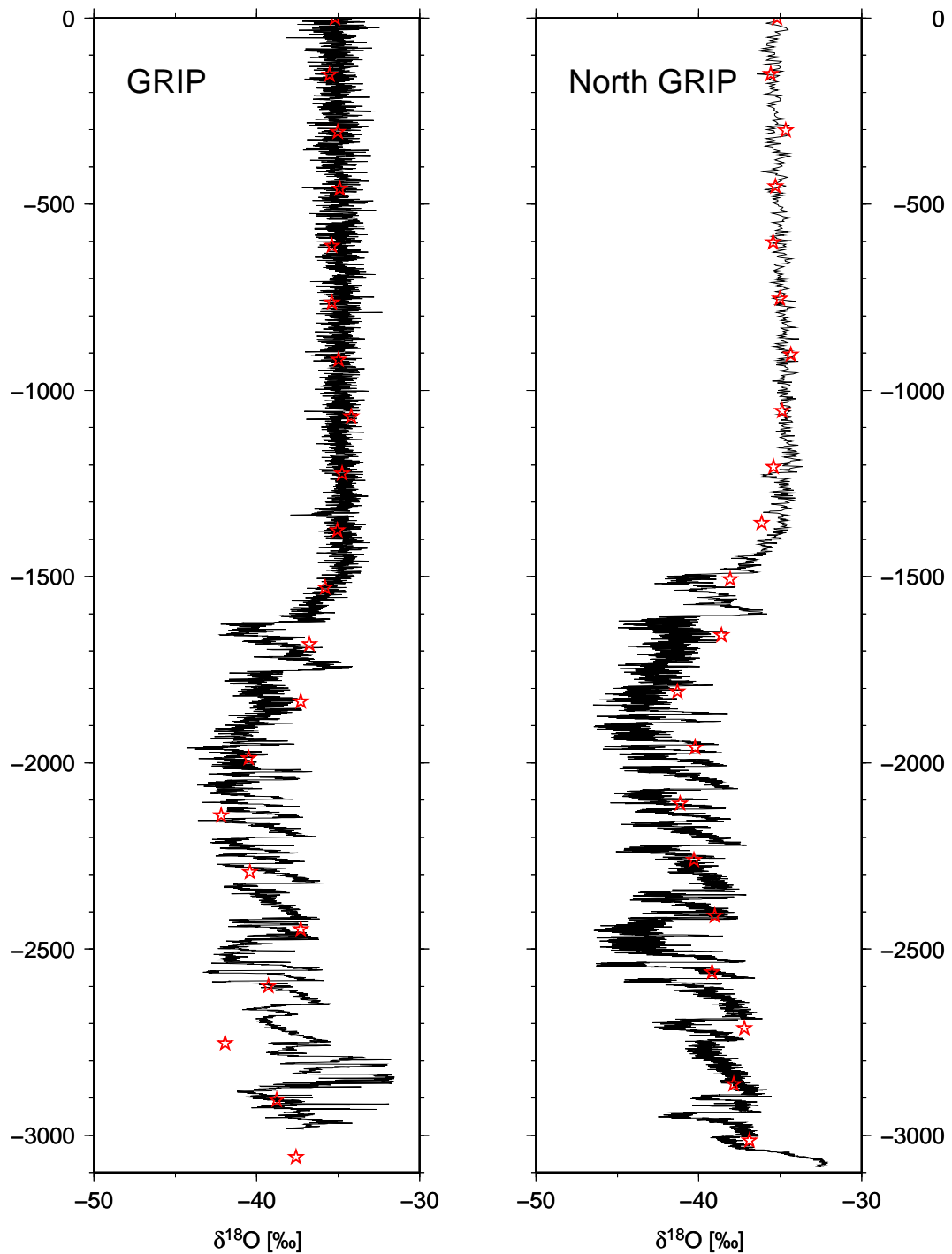


FIGURE 5.26 – Valeur du $\delta^{18}O$ suivant la profondeur à GRIP (gauche) et North GRIP (droite). Les données terrains sont en traits continus noirs, et les valeurs simulées (méthode “standard”) sont représentées par les étoiles rouges.

de surface simulée au point de déposition peut ensuite être convertie en isotope de l’oxygène en utilisant la relation du thermomètre isotopique utilisée pour le forçage (voir équation 4.5).

La figure 5.26 présente les enregistrements de $\delta^{18}O$ pour les sites de GRIP (*Johnsen et al.*, 1997; *Dansgaard et al.*, 1993; *Greenland Ice-core Project (GRIP) Members*, 1993; *Grootes et al.*, 1993; *Dansgaard et al.*, 1989) et North GRIP (*Vinther et al.*, 2006; *Rasmussen et al.*, 2006; *Andersen et al.*, 2006; *Svensson et al.*, 2008; *Wolff et al.*, 2010). Nous avons choisi ces deux enregistrements car ce sont ceux couvrant la période la plus longue au Groenland. A ces enregistrements de terrain, nous avons superposé notre valeur simulée de $\delta^{18}O$ en prenant en considération les variations de la température de surface au point de déposition. Dans la figure 5.26, seuls les résultats obtenus avec la méthode "standard" sont présentés, les carottes synthétiques obtenues étant relativement peu sensibles à la méthode employée.

L'accord durant l'Holocène (jusqu'à 1600 m environ pour GRIP et 1500 m pour North GRIP) est plutôt bon, mais se dégrade en période glaciaire. Il est difficile d'identifier clairement des erreurs en terme d'amplitude, ou de déphasage, de par la mauvaise résolution verticale du modèle de glace. Même s'il est peu probable que nous puissions avoir un jour une résolution verticale capable de représenter l'intégralité de la variabilité rapide en glaciaire, on peut cependant suggérer d'augmenter la résolution pour les travaux futurs. Il est par exemple possible d'augmenter le nombre de points dans la grille verticale uniquement pour la partie suivi de traceurs et pas pour les parties dynamique-thermique du modèle.

Ces carottes synthétiques sont très importantes car elles permettent de quantifier les erreurs de représentation du climat passé. La fonction de transfert entre la valeur de l'isotope et sa traduction en température étant la même dans les deux sens, l'amplitude n'est modifiée que par les effets d'origine. Par exemple il semblerait que sur la figure 5.26 l'amplitude simulée à North GRIP soit plus faible que l'observée, ce qui laisserait suggérer que la calotte soit trop basse en période glaciaire.

Pour conclure sur ces carottes synthétiques, rappelons que le problème de résolution nous empêche de tirer des conclusions franches pour le moment. Les amplitudes (comme les déphasages) que l'on pourrait être tenté de déduire de ces carottes peuvent être assez largement biaisées par les problèmes d'échantillonnage. Enfin, il faut également signaler que l'intégralité du signal Eémien (lorsqu'il existe) est contenu entre l'avant dernière et la dernière maille verticale dans le modèle. Or, la dernière maille présente systématiquement un âge biaisé par les effets d'initialisation et donc le signal éémien dans le modèle n'est pas directement exploitable. Là encore, il faudrait augmenter la résolution (au moins de la partie traceurs) près du socle.

5.4 Bilan de chapitre

Nous avons, au cours de cette section, montré l'importance de la calibration. Ainsi, nous avons vu qu'une simulation de référence utilisant des valeurs de paramètres largement employées dans la littérature ne permettait pas un bon accord avec les évidences de terrain.

Le nouvel outil implémenté, à savoir le suivi de traceurs, nous a permis de calibrer le modèle pour permettre une meilleure représentation de la déglaciation. Les profils d'âge au site de forage sont en effet une contrainte très forte pour le modèle car ils reposent à la fois sur des paramètres dynamiques, mais également sur la paramétrisation de l'histoire du climat. La calibration a ici été effectuée par une méthode d'"essais-erreurs" et l'étape suivante serait d'incorporer une méthode d'assimilation pour effectuer cette calibration (approche bayésienne, simulations d'ensemble, etc.).

Le modèle que nous avons calibré a pu être appliqué à la reconstruction de l'intégralité du précédent cycle glaciaire-interglaciaire, en nous permettant de proposer un état de la calotte du Groenland durant l'Eémien. En plus de la procédure standard pour représenter l'historique du climat, nous avons également appliqué une méthode d'anomalie pour tenir compte des variations de l'empreinte du climat. Ces anomalies sont dépendantes du modèle climatique utilisé et il semblerait indispensable de poursuivre ce genre de travail en utilisant d'autres GCMs et en considérant également plus de snapshots différents.

Enfin, le modèle dans sa version actuelle est capable de fournir des enregistrements synthétiques de $\delta^{18}O$ qui peuvent être comparés aux valeurs mesurées aux divers forages. Ces enregistrements peuvent notamment être utilisés pour calibrer l'amplitude de la perturbation climatique à appliquer comme forçage du modèle. Cependant, nous avons mis ici en évidence le problème de la résolution verticale, qui nous empêche de tirer pleinement parti de ce nouvel outil.

Conclusions et perspectives

Ce travail s'inscrivant dans le projet européen de forage profond NEEM, l'objectif principal était d'effectuer des reconstructions glaciologiques de l'état du Groenland dans le passé, notamment lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. De part ce contexte particulier, la comparaison des variables simulées avec les données de terrain, et notamment les mesures des profils verticaux des forages, est naturellement une thématique majeure.

Nous avons donc, au cours de ce travail, implémenté pour la première fois le modèle de calotte polaire GRISLI sur le Groenland. Comme généralement lors du développement d'un nouveau modèle, ou comme ici d'une nouvelle implémentation, un travail important sur la sensibilité du modèle a été effectué. En plus des traditionnelles études de sensibilité aux paramètres internes (ou propres au modèle de glace), une des originalités de ce travail est d'avoir également présenté une évaluation de la sensibilité aux forçages, notamment atmosphériques. En effet, à l'heure où le réchauffement climatique et ses impacts sont des problématiques plus que jamais d'actualité, notamment en terme d'augmentation du niveau des mers, l'introduction quasi-systématique d'une composante « glaciaire » dans les modèles de climat est de mise. Cependant, modèles de climat et modèles de calotte polaire n'ont pas du tout les mêmes échelles temporelles : alors que l'échelle de temps typique d'un modèle de climat est subannuelle, celle d'un modèle de calotte est de l'ordre de la centaine d'années pour la calotte (voire du millier pour certains processus). En ce qui concerne la résolution spatiale, seuls les modèles régionaux présentent des échelles comparables aux modèles de calotte, et permettent ainsi d'éviter les erreurs dans le downscaling. La question du choix du modèle atmosphérique vient donc naturellement. Nous avons montré l'importance de ce choix sur les résultats du modèle de glace (*Quiquet et al.*, 2012). La topographie simulée est en effet très sensible, notamment dans sa partie nord, aux entrées atmosphériques. Nous avons pu également montrer des effets de seuil sur la température de juillet, à partir desquels on observe une déglaciation totale de la partie nord. Les modèles de glace sont donc extrêmement dépendants de la qualité des forçages atmosphériques. Au vu de ses résultats, une autre conclusion majeure s'impose : l'utilisation des champs atmosphériques absolus de précipitations et températures de certains modèles n'est pas appropriée. En effet, leurs biais sont trop importants pour simuler le bilan de masse de surface actuel. A de plus grandes échelles de temps, inaccessibles pour l'instant aux GCMs, RCMs, nous suggérons une autre approche, qui consiste en l'utilisation des anomalies entre plusieurs snapshots. Ces anomalies peuvent ensuite être appliquées sur les cartes du climat actuel les plus réalistes. Nous avons appliqué cette méthode avec succès pour reconstruire notamment l'état de la calotte du Groenland durant l'Eémien.

Ce modèle présente la particularité de posséder une physique capable de prendre en compte les spécificités des zones à écoulements rapides. Il s'agissait ici de la première application d'un tel modèle pour des simulations de l'évolution du Groenland sur l'intégralité du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Nous avons ainsi dû développer une méthodologie pour définir les zones de fleuves de glace dans le passé. Cette prescription de zones à écoulements rapides potentiels s'appuie sur la topographie du socle et la définition de vallées. D'un autre côté, dans ce cadre d'applications paléos, pour tirer un maximum d'informations des carottes de glace, il nous est apparu comme important d'inclure un code de suivi de traceurs à l'intérieur du modèle de glace. Nous avons choisi de ré-implémenter le code de *Lhomme* (2004), originellement inclus dans une ancienne version de GRISLI et appliqué à l'Antarctique. Ce code de suivi, utilisable maintenant quelle que soit la calotte étudiée, permet de connaître la position et la date de dépôt de n'importe quelle particule de glace à l'intérieur de la calotte. Ainsi, il est dorénavant possible de retracer aussi bien les évolutions d'altitude que les évolutions climatiques au moment du dépôt. Les applications

majeures consistent bien entendu à la datation de la glace pour pouvoir comparer avec les forages ou éventuellement des isochrones. Mais une autre application est aussi de pouvoir reconstruire des carottes synthétiques directement comparables aux carottes prélevées sur site. Nous avons mis dans ce domaine en exergue une limitation : celle de la résolution verticale. La résolution relativement grossière du modèle de glace rend difficilement exploitables ces carottes synthétiques.

Afin de proposer des reconstructions paléos, nous avons décidé d'effectuer en premier une calibration sur la période de la dernière déglaciation. Cette période contient en effet la plupart des informations les plus fiables que nous avons à notre disposition. Pour effectuer cette calibration nous avons fait varier tout un ensemble de paramètres mal connus du modèle et nous avons cherché à concilier des observations de natures différentes : la topographie actuelle de surface, le champ de vitesse, les profils de température et la relation âge-profondeur. Les reconstructions de *Vinther et al.* (2009) pour les variations d'altitude au cours de l'Holocène a également été utilisée, mais nous avons montré l'incapacité de notre modèle à les reproduire. Cette « défaillance » du modèle est un résultat en soi car même avec des expériences caricaturales, notre modèle est incapable de reproduire ces variations d'altitude. La calibration de GRISLI sur plusieurs types d'observations s'inscrit dans le prolongement de certaines études relativement peu nombreuses. A notre connaissance ce genre d'approche n'est utilisé, à des degrés divers, que dans (*Cuffey et Marshall*, 2000; *Tarasov et Peltier*, 2002; *Huybrechts*, 2002; *Lhomme et al.*, 2005; *Robinson et al.*, 2011). Nous avons ainsi pu définir un ensemble de paramètres expliquant "au mieux" les données observées sur la dernière déglaciation. Ainsi, le résultat de notre calibration laisse suggérer un contraste thermique entre le glaciaire et l'Holocène plus important que dans les travaux précédents (anomalie négative de plus de 20°C à North GRIP), mais surtout bien plus sec (avec près de 90% de réduction des précipitations au maximum). Notons que la méthodologie suivie ici se rapproche de techniques inverses : quel climat pour expliquer au mieux les enregistrements observés. Le modèle ainsi calibré a été utilisé dans les reconstructions de la calotte à l'Eémien, et plus largement, pour reproduire l'évolution du Groenland tout au long du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Pour cela nous avons également dû générer un index de température multi-proxy pour palier à la limitation des enregistrements des carottes du Groenland.

Perspectives

Le modèle "Groenland" fonctionne maintenant avec d'assez bons résultats, et l'étape suivante consiste entre autre à effectuer un couplage avec un modèle d'atmosphère. Ce couplage est actuellement en cours au LSCE avec les EMICs LOVECLIM et CLIMBER. Si le couplage est un aboutissement car il permet de représenter les interactions atmosphère-calotte de manière plus physique, il est également entaché d'erreurs à cause d'échelles différentes. Il est de plus bien plus difficile d'identifier clairement les sources d'incertitudes dans un modèle couplé. Ainsi, l'approche par "perturbation" reste une méthodologie incontournable car elle permet des simulations moins gourmandes en temps de calcul, et parce qu'elle permet une identification plus rapide de l'effet de chaque paramètre. Par contre le choix du climat pour ce genre de procédure est un point capital. Ainsi, les prochaines applications paléos de GRISLI sur le Groenland devrait utiliser davantage de snapshots pour des périodes bien précises (Eémien et LGM au minimum) de différents modèles climatiques (par exemple ceux testés dans *Quiquet et al.*, 2012). Les modèles atmosphériques qui ne reproduisent pas de façon satisfaisante le bilan de masse actuel seront à utiliser par anomalie (différence entre snapshots). Nous devons cependant continuer à chercher le modèle fournissant

la “meilleure” carte du climat actuel, celle-ci étant définie comme celle permettant le meilleur accord entre le bilan de masse observé et le bilan de masse simulé par la méthode du PDD. L’intérêt de trouver ces cartes est d’une part que le modèle dont elles seront issues sera ainsi celui dans lequel nous aurons le plus confiance pour les simulations du passé. Et d’autre part, ce modèle nous fournira les champs nécessaires à la mise en place de la méthode d’anomalies avec d’autres modèles.

En plus du climat, certains processus sont encore relativement mal représentés. Ceux-ci concernent principalement les zones à écoulement rapide. Le modèle peine effectivement à reproduire le champ de vitesse observé. Ici l’on suspecte une limitation due à la formulation de la loi de glissement. Les techniques d’assimilation de données appliquées sur le champ de vitesse permettent d’estimer le champ du frottement basal β (Gillet-Chaulet *et al.*, soumis). Cette “carte de β ” permet de s’affranchir de la définition des zones à écoulement rapide. Cependant une telle carte du glissement est difficilement exploitable pour des applications passées. La question reste donc ouverte et la formulation du glissement dans les modèles de calotte comme GRISLI est encore à explorer.

Enfin, nous avons vu que notre modèle est capable de fournir des sorties comparables aux mesures de terrain, notamment au travers de carottes synthétiques. Cependant la calibration du modèle, réalisée ici par une technique “essai-erreur” n’a rien d’optimal. Même si cette technique a permis de comprendre les réactions du modèle à la variation des paramètres de manière indépendante, il serait plus qu’intéressant de passer à des outils d’assimilation de données pour réaliser ce genre de travail. Des travaux sont en cours au LGGE et au LJK pour appliquer des techniques d’assimilation variationnelle en glaciologie. Pour le moment le travail se concentre principalement sur la formulation du modèle adjoint du seul modèle bi-dimensionnel WINNIE (petit-frère de GRISLI). La définition du modèle inverse est rendue difficile par les non-linéarités nombreuses dans ces modèles de glace. Des méthodes stochastiques pourraient éventuellement être à considérer pour s’affranchir de ce problème. De manière plus immédiate, et sans passer par une quelconque modélisation additionnelle, des méthodes d’ensemble pourraient également être mises en place afin d’automatiser les calibrations. La définition d’une fonction score est relativement simple, notamment avec les variables que nous avons utilisé ici (volume, surface, températures basales et de surface, profondeur du Younger Dryas et de l’épisode de Laschamp). Cette fonction étant à minimiser en fonction d’une liste de paramètres d’entrée (liste présentée dans le chapitre 5, table 5.4). La grande direction des prochains travaux sur GRISLI est donc d’inclure une approche d’assimilation de données pour la validation du modèle.

Enfin, au-delà de l’aspect modèle, nous avons maintes fois fait remarquer au cours de ce manuscrit l’importance de la qualité des données d’entrée. En tant que modélisateurs, nous serons toujours demandeurs des meilleurs cartes du climat actuel (au moins les variables de température, précipitation et bilan de masse de surface), des meilleures cartes de surface et d’épaisseur avec une excellente résolution, d’observations précises du champ de vitesse, etc. Enfin, nous avons vu que les carottages, en plus de permettre la construction de proxys pour les climats passés, nous permettent de calibrer efficacement le modèle et nous ne saurons qu’être partisans de la multiplication des carottages profonds. Notamment, dans le nord-est du Groenland, pour contraindre plus efficacement l’historique de retrait dans cette région.

Bibliographie

- Alley, R. B., The younger dryas cold interval as viewed from central greenland, *Quaternary Science Reviews*, 19, 213–226, 2000.
- Alvarez-Solas, J., S. Charbit, C. Ritz, D. Paillard, G. Ramstein, et C. Dumas, Links between ocean temperature and iceberg discharge during heinrich events, *Nature Geosci*, 3, 122–126, 2010.
- Alvarez-Solas, J., M. Montoya, C. Ritz, G. Ramstein, S. Charbit, C. Dumas, K. Nisancioglu, T. Dokken, et A. Ganopolski, Heinrich event 1 : an example of dynamical ice-sheet reaction to oceanic changes, *Climate of the Past Discussions*, 7, 1567–1583, 2011.
- Amante, C., et B. Eakins, Etopo1 1 arc-minute global relief model : Procedures, data sources and analysis, *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*, p. 19 pp., 2009.
- Andersen, K. K., A. Svensson, S. J. Johnsen, S. O. Rasmussen, M. Bigler, R. Röthlisberger, U. Ruth, M. Siggaard-Andersen, J. Peder Steffensen, D. e. Dahl-Jensen, B. M. Vinther, et H. B. Clausen, The greenland ice core chronology 2005, 15–42 ka. part 1 : constructing the time scale, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3246–3257, 2006.
- Baertschi, P., Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water, *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 341–344, 1976.
- Bales, R. C., Q. Guo, D. Shen, J. R. McConnell, G. Du, J. F. Burkhart, V. B. Spikes, E. Hanna, et J. Cappelen, Annual accumulation for greenland updated using ice core data developed during 2000-2006 and analysis of daily coastal meteorological data, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 114, 06, 116, 2009.
- Bamber, J. L., R. L. Layberry, et S. P. Gogineni, A new ice thickness and bed data set for the greenland ice sheet 1. measurement, data reduction, and errors, *Journal of Geophysical Research*, 106, PP. 33,773–33,780, 2001.
- Berger, A., Milankovitch theory and climate, *Reviews of Geophysics*, 26, PP. 624–657, 1988.
- Bindschadler, R., The importance of pressurized subglacial water in separation and sliding at the glacier bed, *Journal of Glaciology*, 29, 3–19, 1983.
- Bodvarsson, G., On the flow of ice sheets and glaciers, *Jökull*, 5, 1–8, 1955.
- Bond, G. C., et R. Lotti, Iceberg discharges into the north atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science*, 267, 1005–1010, 1995.

- Bonelli, S., S. Charbit, M. Kageyama, M. N. Woillez, G. Ramstein, C. Dumas, et A. Quiquet, Investigating the evolution of major Northern Hemisphere ice sheets during the last glacial-interglacial cycle, *Climate of the Past*, 5, 329–345, 2009.
- Born, A., et K. Nisancioglu, Melting of northern greenland during the last interglacial, *The Cryosphere Discussions*, 5,, 3517–3539, 2011.
- Braithwaite, R. J., Positive degree-day factors for ablation on the greenland ice sheet studied by energy-balance modelling, *Journal of Glaciology*, 41, 153–160, 1995.
- Braithwaite, R. J., et O. B. Olesen, A calculation of glacier ablation from air temperature, west greenland, *J. Oerlemans, Editor, Glacier Fluctuations and Climate Change, Kluwer, Dordrecht*, pp. 219–233, 1989.
- Braithwaite, R. J., et Y. Zhang, Sensitivity of mass balance of five swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model, *Journal of Glaciology*, 46, 7–14, 2000.
- Buchardt, S. L., et D. Dahl-Jensen, Estimating the basal melt rate at NorthGRIP using a monte carlo technique, *Annals of Glaciology*, 45, 137–142, 2007.
- Bueler, E., et J. Brown, Shallow shelf approximation as a "sliding law" in a thermomechanically coupled ice sheet model, *Journal of Geophysical Research*, 114, 21 PP., 2009.
- Callendar, G. S., The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 64, 223–240, 1938.
- Calov, R., et I. Marsiat, Simulations of the northern hemisphere through the last glacial-interglacial cycle with a vertically integrated and a three-dimensional thermomechanical ice-sheet model coupled to a climate model, *Annals of Glaciology*, 27, 169–176, 1998.
- Cappelen, J., B. Jorgensen, E. Laursen, L. Stannius, et R. Thomsen, The observed climate of greenland, 1961-1999 with climatological standard normals, 1961-1990, *DMI Technical Report*, 00-18, 2001.
- Cappelen, J., E. V. Laursen, et C. Kern-Hansen, Dmi daily climate data collection 1873-2006, denmark, the faroe islands and greenland - including air pressure observations 1874-2006 (wasa data sets), *DMI Technical Report*, 07-07, 2007.
- Capron, E., A. Landais, J. Chappellaz, A. Schilt, D. Buiron, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, J. Jouzel, B. Lemieux-Dudon, L. Loulergue, M. Leuenberger, V. Masson-Delmotte, H. Mayer, H. Oerter, et B. Stenni, Millennial and sub-millennial scale climatic variations recorded in polar ice cores over the last glacial period, *Climate of the Past Discussions*, 6, 135–183, 2010.
- Charbit, S., C. Ritz, et G. Ramstein, Simulations of northern hemisphere ice-sheet retreat : sensitivity to physical mechanisms involved during the last deglaciation, *Quaternary Science Reviews*, 21, 243–265, 2002.
- Charbit, S., M. Kageyama, D. Roche, C. Ritz, et G. Ramstein, Investigating the mechanisms leading to the deglaciation of past continental northern hemisphere ice sheets with the CLIMBER GREMLINS coupled model, *Global and Planetary Change*, 48, 253–273, 2005.

- Charbit, S., C. Ritz, G. Philippon, V. Peyaud, et M. Kageyama, Numerical reconstructions of the northern hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle, *Climate of the Past*, 3, 15–37, 2007.
- Charbit, S., D. Paillard, et G. Ramstein, Amount of CO₂ emissions irreversibly leading to the total melting of greenland, *Geophysical Research Letters*, 35, 12,503, 2008.
- Clark, P. U., et A. C. Mix, Ice sheets and sea level of the last glacial maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1–7, 2002.
- Claussen, M., L. A. Mysak, A. J. Weaver, M. Crucifix, T. Fichefet, M. Loutre, S. L. Weber, J. Alcamo, V. A. Alexeev, A. Berger, R. Calov, A. Ganopolski, H. Goosse, G. Lohmann, F. Lunkei t, I. I. Mokhov, V. Petoukhov, P. Stone, et Z. Wang, Earth system models of intermediate complexity : closing the gap in the spectrum of climate system models, *Climate Dynamics*, 18, 579–586, 2002.
- Csatho, B., T. Schenk, C. J. van der Veen, et W. B. Krabill, Intermittent thinning of jakobshavn isbræ, west greenland, since the little ice age, *Journal of Glaciology*, 54, 131–144, 2008.
- Cuffey, K. M., et G. D. Clow, Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central greenland through the last deglacial transition, *Journal of Geophysical Research*, 102, 26,383–26,396, 1997.
- Cuffey, K. M., et S. J. Marshall, Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the greenland ice sheet, *Nature*, 404, 591–594, 2000.
- Cuffey, K. M., G. D. Clow, R. B. Alley, M. Stuiver, E. D. Waddington, et R. W. Saltus, Large arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition, *Science*, 270, 455–458, 1995.
- Dahl-Jensen, D., et S. J. Johnsen, Palaeotemperatures still exist in the greenland ice sheet, *Nature*, 320, 250–252, 1986.
- Dahl-Jensen, D., S. Johnsen, C. Hammer, H. Clausen, et J. J., Past accumulation rates derived from observed annual layers in the grip ice core from summit, central greenland, In : *Peltier, W.R., (Ed.), Ice in the climate system, Springer, Berlin*, pp. 517–532, 1993.
- Dahl-Jensen, D., K. Mosegaard, N. Gundestrup, G. D. Clow, S. J. Johnsen, A. W. Hansen, et N. Balling, Past temperatures directly from the greenland ice sheet, *Science*, 282, 268–271, 1998.
- Dahl-Jensen, D., N. Gundestrup, S. P. Gogineni, et H. Miller, Basal melt at NorthGRIP modeled from borehole, ice-core and radio-echo sounder observations, *Annals of Glaciology*, 37, 207–212, 2003.
- Dansgaard, W., Stable isotopes in precipitation, *Tellus*, 16, 436–468, 1964.
- Dansgaard, W., J. W. C. White, et S. J. Johnsen, The abrupt termination of the younger dryas climate event, *Nature*, 339, 532–534, 1989.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjornsdottir, et J. Jouzel, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218–220, 1993.

- Davis, C. H., C. A. Kluever, et B. J. Haines, Elevation change of the southern greenland ice sheet, *Science*, 279, 2086–2088, 1998.
- Deblonde, G., Simulations of continental ice sheet growth over the last glacial-interglacial cycle : experiments with a one level seasonal energy balance model including seasonal ice albedo feedback, *Global and Planetary Change*, 6, 37–55, 1992.
- Deblonde, G., et W. R. Peltier, Simulations of continental ice sheet growth over the last glacial-interglacial cycle - experiments with a one-level seasonal energy balance model including realistic geophysics, *Journal of Geophysical Research*, 96, 9189–9215, 1991.
- Denton, G. H., R. B. Alley, G. C. Comer, et W. S. Broecker, The role of seasonality in abrupt climate change, *Quaternary Science Reviews*, 24, 1159–1182, 2005.
- Dumas, C., Modélisation de l'évolution de l'antarctique depuis le dernier cycle glaciaire-interglaciaire jusqu'au futur : importance relative des différents processus physiques et rôle des données d'entrée., thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2002.
- Dupont, T. K., et R. B. Alley, Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow, *Geophysical Research Letters*, 32, 04,503, 2005.
- Durand, G., O. Gagliardini, T. Zwinger, E. Le Meur, et R. C. Hindmarsh, Full stokes modeling of marine ice sheets : influence of the grid size, *Annals of Glaciology*, 50, 109–114, 2009.
- Duval, P., et L. Lliboutry, Superplasticity owing to grain growth in polar ices, *Journal of Glaciology*, 31, 60–62, 1985.
- Dyke, A., The laurentide and innuitian ice sheets during the last glacial maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 9–31, 2002.
- Engelhardt, H., N. Humphrey, B. Kamb, et M. Fahnestock, Physical conditions at the base of a fast moving antarctic ice stream, *Science*, 248, 57–59, 1990.
- England, J., Coalescent greenland and innuitian ice during the last glacial maximum : revising the quaternary of the canadian high arctic, *Quaternary Science Reviews*, 18, 421–456, 1999.
- England, J., N. Atkinson, J. Bednarski, A. S. Dyke, D. A. Hodgson, et C. ? Cofaigh, The innuitian ice sheet : configuration, dynamics and chronology, *Quaternary Science Reviews*, 25, 689–703, 2006.
- Ettema, J., M. R. van den Broeke, E. van Meijgaard, W. J. van de Berg, J. L. Bamber, J. E. Box, et R. C. Bales, Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling, *Geophysical Research Letters*, 36, 12,501–+, 2009.
- Fausto, R. S., A. P. Ahlstrøm, D. van As, C. E. Bøggild, et S. J. Johnsen, A new present-day temperature parameterization for Greenland, *Journal of Glaciology*, 55, 95–105, 2009.
- Fettweis, X., Reconstruction of the 1979-2006 greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model mar, *The Cryosphere*, 1, 21–40, 2007.
- Fettweis, X., H. Gallée, F. Lefebvre, et J. Ypersele, Greenland surface mass balance simulated by a regional climate model and comparison with satellite-derived data in 1990-1991, *Climate Dynamics*, 24, 623–640, 2005.

- Fettweis, X., E. Hanna, H. Gallée, P. Huybrechts, et M. Erpicum, Estimation of the greenland ice sheet surface mass balance for the 20th and 21st centuries, *The Cryosphere, Volume 2, Issue 2, 2008, pp.117-129*, 2, 117–129, 2008.
- Fleming, K., et K. Lambeck, Constraints on the greenland ice sheet since the last glacial maximum from sea-level observations and glacial-rebound models, *Quaternary Science Reviews*, 23, 1053–1077, 2004.
- Freychet, N., Assimilation rétrospective de données par lissage de rang réduit : application et évaluation dans l’atlantique tropical, thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2012.
- Funder, S., History of a stable ice margin–East greenland during the middle and upper pleistocene, *Quaternary Science Reviews*, 17, 77–123, 1998.
- Funder, S., Quaternary geology of the ice-free areas and adjacent shelves of greenland, *Fulton, R.J. (Ed.), Quaternary Geology of Canada and Greenland (Geology of Canada). Geological Society of America, Boulder, CO*, pp. 741–792, 2004.
- Fyke, J. G., A. J. Weaver, D. Pollard, M. Eby, L. Carter, et A. Mackintosh, A new coupled ice sheet/climate model : description and sensitivity to model physics under eemian, last glacial maximum, late holocene and modern climate conditions, *Geoscientific Model Development*, 4, 117–136, 2011.
- Gagliardini, O., et J. Meyssonier, Analytical derivations for the behavior and fabric evolution of a linear orthotropic ice polycrystal, *Journal of Geophysical Research*, 104, 17,797–17,810, 1999.
- Gagliardini, O., G. Durand, T. Zwinger, R. C. A. Hindmarsh, et E. Le Meur, Coupling of ice-shelf melting and buttressing is a key process in ice-sheets dynamics, *Geophysical Research Letters*, 37, 2010.
- Gillet-Chaulet, F., H. Gagliardini, O. Seddik, M. Nodet, G. Durand, C. Ritz, T. Zwinger, R. Greve, et D. G. Vaughan, Greenland ice sheet contribution to sea-level rise from a new-generation ice-sheet model, *Nature Geoscience*, soumis.
- Gladstone, R. M., V. Lee, A. Vieli, et A. J. Payne, Grounding line migration in an adaptive mesh ice sheet model, *Journal of Geophysical Research*, 115, 19 PP., 2010.
- Gogineni, S., T. Chuah, C. Allen, K. Jezek, et R. K. Moore, An improved coherent radar depth sounder, *Journal of Glaciology*, 44, 659–669, 1998.
- Goldberg, D., D. M. Holland, et C. Schoof, Grounding line movement and ice shelf buttressing in marine ice sheets, *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 114, 04,026, 2009.
- Greenland Ice-core Project (GRIP) Members, Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature*, 364, 203–207, 1993.
- Greve, R., Application of a polythermal three-dimensional ice sheet model to the Greenland ice sheet : Response to steady-state and transient climate scenarios, *Journal of Climate*, 10, 901–918, 1997a.
- Greve, R., Large-scale ice-sheet modelling as a means of dating deep ice cores in Greenland, *Journal of Glaciology*, 43, 307–310, 1997b, Erratum : *Journal of Glaciology* 43 (145), 597-600.

- Greve, R., Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 42, 424–432, 2005.
- Greve, R., F. Saito, et A. Abe-Ouchi, Initial results of the SeaRISE numerical experiments with the models SICOPOLIS and IcIES for the Greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 52, 23–30, 2011.
- Grootes, P. M., M. Stuiver, J. W. C. White, S. Johnsen, et J. Jouzel, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP greenland ice cores, *Nature*, 366, 552–554, 1993.
- Guillou, H., B. S. Singer, C. Laj, C. Kissel, S. Scaillet, et B. R. Jicha, On the age of the laschamp geomagnetic excursion, *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 331–343, 2004.
- Gundestrup, N. S., et B. L. Hansen, Bore-hole survey at dye 3, south greenland, *Journal of Glaciology*, 30, 282–288, 1984.
- Hagemann, R., G. Nief, et E. Roth, Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. absolute D/H ratio for SMOW1, *Tellus*, 22, 712–715, 1970.
- Hanna, E., P. Huybrechts, K. Steffen, J. Cappelen, R. Huff, C. Shuman, T. Irvine-Fynn, S. Wise, et M. Griffiths, Increased runoff from melt from the greenland ice sheet : A response to global warming, *Journal of Climate*, 21, 331–341, 2008.
- Heinrich, H., Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast atlantic ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, 29, 142–152, 1988.
- Held, I. M., Climate models and the astronomical theory of the ice ages, *Icarus*, 50, 449–461, 1982.
- Hines, K. M., et D. H. Bromwich, Development and testing of polar weather research and forecasting (WRF) model. part i : Greenland ice sheet meteorology, *Monthly Weather Review*, 136, 1971–1989, 2008.
- Holland, D. M., et A. Jenkins, Modeling thermodynamic ice ocean interactions at the base of an ice shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1787–1800, 1999.
- Holland, D. M., R. H. Thomas, B. de Young, M. H. Ribergaard, et B. Lyberth, Acceleration of jakobshavn isbrae triggered by warm subsurface ocean waters, *Nature Geosci*, 1, 659–664, 2008.
- Holland, M. M., et C. M. Bitz, Polar amplification of climate change in coupled models, *Climate Dynamics*, 21, 221–232, 2003.
- Howat, I. M., I. Joughin, et T. A. Scambos, Rapid changes in ice discharge from greenland outlet glaciers, *Science*, 315, 1559–1561, 2007.
- Hutter, K., *Theoretical glaciology : material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets*, Springer, 1983.
- Huybrechts, P., A 3-D model for the antarctic ice sheet : a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast, *Climate Dynamics*, 5, 1990.

- Huybrechts, P., The present evolution of the greenland ice sheet : an assessment by modelling, *Global and Planetary Change*, 9, 39–51, 1994.
- Huybrechts, P., Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the greenland and antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quaternary Science Reviews*, 21, 203–231, 2002.
- Huybrechts, P., A. Letreguilly, et N. Reeh, The greenland ice sheet and greenhouse warming, *Global and Planetary Change*, 3, 399–412, 1991.
- Huybrechts, P., T. Payne, et EISMINT Intercomparison Group, The EISMINT benchmarks for testing ice-sheet models, *Annals of Glaciology*, 23, 1–12, 1996.
- Imbrie, J. D., et A. McIntyre, Specmap time scale developed by imbrie et al., 1984 based on normalized planktonic records (normalized o-18 vs time, specmap.017), *doi :10.1594/PAN-GAEA.441706*, 2006.
- Jakobsson, M., R. Macnab, L. Mayer, R. Anderson, M. Edwards, J. Hatzky, H. W. Schenke, et P. Johnson, An improved bathymetric portrayal of the arctic ocean : Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses, *Geophysical Research Letters*, 35, 5 PP., 2008.
- Janssens, I., et P. Huybrechts, The treatment of meltwater retardation in mass-balance parameterizations of the greenland ice sheet, *Annals of Glaciology*, 31, 133–140, 2000.
- Jenkins, A., A one-dimensional model of ice shelf-ocean interaction, *Journal of Geophysical Research*, 96, 20,671–20,677, 1991.
- Johannessen, O. M., K. Khvorostovsky, M. W. Miles, et L. P. Bobylev, Recent Ice-Sheet growth in the interior of greenland, *Science*, 310, 1013 –1016, 2005.
- Johnsen, S. J., W. Dansgaard, et J. W. C. White, The origin of arctic precipitation under present and glacial conditions, *Tellus B*, 41B, 452–468, 1989.
- Johnsen, S. J., D. Dahl-jensen, W. Dansgaard, et N. Gundestrup, Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles, *Tellus B*, 47, 624–629, 1995.
- Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, U. Andersen, K. K. Andersen, C. S. Hvidberg, D. Dahl-Jensen, J. P. Steffensen, H. Shoji, Á. E. Sveinbjörnsdóttir, J. White, J. Jouzel, et D. Fische, The $\delta^{18}\text{O}$ record along the greenland ice core project deep ice core and the problem of possible eemian climatic instability, *Journal of Geophysical Research*, 102, PP. 26,397–26,410, 1997.
- Johnsen, S. J., D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, J. P. Steffensen, H. B. Clausen, H. Miller, V. Masson-Delmotte, Á. E. Sveinbjörnsdóttir, et J. White, Oxygen isotope and palaeotemperature records from six greenland ice-core stations : Camp century, dye-3, grip, gisp2, renland and northgrip, *Journal of Quaternary Science*, 16, 299–307, 2001.
- Joughin, I., M. Fahnestock, D. MacAyeal, J. L. Bamber, et P. Gogineni, Observation and analysis of ice flow in the largest greenland ice stream, *Journal of Geophysical Research*, 106, 34,021–34,034, 2001.

- Joughin, I., W. Abdalati, et M. Fahnestock, Large fluctuations in speed on greenland's jakobshavn isbrae glacier, *Nature*, 432, 608–610, 2004.
- Joughin, I., S. B. Das, M. A. King, B. E. Smith, I. M. Howat, et T. Moon, Seasonal speedup along the western flank of the greenland ice sheet, *Science*, 320, 781–783, 2008.
- Joughin, I., B. E. Smith, I. M. Howat, T. Scambos, et T. Moon, Greenland flow variability from ice-sheet-wide velocity mapping, *Journal of Glaciology*, 56, 415–430, 2010.
- Jouzel, J., R. B. Alley, K. M. Cuffey, W. Dansgaard, P. Grootes, G. Hoffmann, S. J. Johnsen, R. D. Koster, D. Peel, C. A. Shuman, M. Stievenard, M. Stuiver, et J. White, Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores, *Journal of Geophysical Research*, 102, 26,471–26,488, 1997.
- Kageyama, M., et P. J. Valdes, Impact of the north american ice-sheet orography on the last glacial maximum eddies and snowfall, *Geophysical Research Letters*, 27, PP. 1515–1518, 2000.
- Kageyama, M., S. Charbit, C. Ritz, M. Khodri, et G. Ramstein, Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, *Geophysical Research Letters*, 31, 24,203, 2004.
- Kamb, B., Rheological nonlinearity and flow instability in the deforming bed mechanism of ice stream motion, *Journal of Geophysical Research*, 96, 16,585–16,595, 1991.
- Kamb, B., Basal zone of the west antarctic ice streams and its role in lubrication of their rapid motion., *Antarctic Research Series*, 77, 157–199, 2001.
- Kaplan, L. D., The influence of carbon dioxide variations on the atmospheric heat balance, *Tellus*, 12, 204–208, 1960.
- Kelly, M., A review of the quaternary geology of western greenland., *J.T. Andrews, Editor, Quaternary Environments : Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, Allen and Unwin, Boston*, pp. 461–501, 1985.
- Krinner, G., et C. Genthon, Gcm simulations of the last glacial maximum surface climate of greenland and antarctica, *Climate Dynamics*, 14, 741–758, 1998.
- Krinner, G., et C. Genthon, Altitude dependence of the ice sheet surface climate, *Geophysical Research Letters*, 26, 2227–2230, 1999.
- Krinner, G., et M. Werner, Impact of precipitation seasonality changes on isotopic signals in polar ice cores : a multi-model analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 525–538, 2003.
- Krinner, G., C. Genthon, et J. Jouzel, GCM analysis of local influences on δ ice core signals, *Geophysical Research Letters*, 24, PP. 2825–2828, 1997.
- Landais, A., Variabilité climatique rapide en Atlantique nord : l'apport des isotopes de l'air piégé dans la glace du Groenland, thèse, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2004.
- Landais, A., J. Chappellaz, M. Delmotte, J. Jouzel, T. Blunier, C. Bourg, N. Caillon, S. Cherrier, B. Malaizé, V. Masson-Delmotte, D. Raynaud, J. Schwander, et J. P. Steffensen, A tentative reconstruction of the last interglacial and glacial inception in greenland based on new gas measurements in the greenland ice core project (GRIP) ice core, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 108r, 1, 2003.

- Larsen, H. C., A. D. Saunders, P. D. Clift, J. Beget, W. Wei, et S. Spezzaferri, Seven million years of glaciation in greenland, *Science*, 264, 952–955, 1994.
- Layberry, R. L., et J. L. Bamber, A new ice thickness and bed data set for the greenland ice sheet 2. relationship between dynamics and basal topography, *Journal of Geophysical Research*, 106, PP. 33,781–33,788, 2001.
- Le Meur, E., Spécificité de l’isostasie en contexte glaciaire. présentation et application d’un modèle de réponse terrestre., thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1996.
- Le Meur, E., et P. Huybrechts, A comparison of different ways of dealing with isostasy : examples from modeling the antarctic ice sheet during the last glacial cycle, *Annals of Glaciology*, 23, 309–317, 1996.
- Leduc, G., N. Thouveny, D. Bourlès, C. Blanchet, et J. Carcaillet, Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ signature of the laschamp excursion : A tool for global synchronisation of paleoclimatic archives, *Earth and Planetary Science Letters*, 245, 19–28, 2006.
- Lemke, P., J. Ren, R. B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R. H. Thomas, et T. Zhang, Observations : Changes in snow, ice and frozen ground., *Climate change 2007 : the physical science basis ; summary for policymakers, technical summary and frequently asked questions. Part of the Working Group I contribution to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 337–383, 2007.
- Létréguilly, A., N. Reeh, et P. Huybrechts, The greenland ice sheet through the last glacial-interglacial cycle, *Global and Planetary Change*, 4, 385–394, 1991.
- Lhomme, N., Modélisation des isotopes de l’eau dans les calottes de glace, thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2004.
- Lhomme, N., G. K. Clarke, et S. J. Marshall, Tracer transport in the greenland ice sheet : constraints on ice cores and glacial history, *Quaternary Science Reviews*, 24, 173–194, 2005.
- Lohmann, G., et R. Gerdes, Sea ice effects on the sensitivity of the thermohaline circulation, *Journal of Climate*, 11, 2789–2803, 1998.
- Lorius, C., et L. Merlivat, Distribution of mean surface stable isotope values in east antarctica. observed changes with depth in a coastal area, *IAHS, IAHS (Eds.)*, 125–137, 1977.
- Lorius, C., G. Baudin, J. Cittanova, et R. Platzter, Impuretés solubles contenues dans la glace de l’Antarctique, *Tellus*, 21, 136–148, 1969.
- Louergue, L., F. Parrenin, T. Blunier, J. Barnola, R. Spahni, A. Schilt, G. Raisbeck, et J. Chappellaz, New constraints on the gas age-ice age difference along the EPICA ice cores, 0-50 kyr, *Climate of the Past*, 3, 527–540, 2007.
- Louergue, L., A. Schilt, R. Spahni, V. Masson-Delmotte, T. Blunier, B. Lemieux, J. Barnola, D. Raynaud, T. F. Stocker, et J. Chappellaz, Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH_4 over the past 800,000 years, *Nature*, 453, 383–386, 2008.
- Lunt, D. J., N. Noblet-Ducoudré, et S. Charbit, Effects of a melted greenland ice sheet on climate, vegetation, and the cryosphere, *Climate Dynamics*, 23, 679–694, 2004.

- Lüthi, D., M. Le Floch, B. Bereiter, T. Blunier, J. Barnola, U. Siegenthaler, D. Raynaud, J. Jouzel, H. Fischer, K. Kawamura, et T. F. Stocker, High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present, *Nature*, 453, 379–382, 2008.
- Ma, Y., O. Gagliardini, C. Ritz, F. Gillet-Chauvet, G. Durand, et M. Montagnat, Enhancement factors for grounded ice and ice shelves inferred from an anisotropic ice-flow model, *Journal of Glaciology*, 56, 805–812, 2010.
- MacAyeal, D. R., Large-Scale ice flow over a viscous basal sediment : Theory and application to ice stream b, antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 94, PP. 4071–4087, 1989.
- Mangeney, A., et F. Califano, The shallow ice approximation for anisotropic ice : Formulation and limits, *Journal of Geophysical Research*, 103, 691–706, 1998.
- Mangeney, A., F. Califano, et O. Castelnau, Isothermal flow of an anisotropic ice sheet in the vicinity of an ice divide, *Journal of Geophysical Research*, 101, 28,189–28,204, 1996.
- Marshall, S. J., et G. K. C. Clarke, A continuum mixture model of ice stream thermomechanics in the laurentide ice sheet 1. theory, *Journal of Geophysical Research*, 102, PP. 20,599–20,613, 1997.
- Marshall, S. J., et G. K. C. Clarke, Ice sheet inception : subgrid hypsometric parameterization of mass balance in an ice sheet model, *Climate Dynamics*, 15, 533–550, 1999.
- Marshall, S. J., et K. M. Cuffey, Peregrinations of the greenland ice sheet divide in the last glacial cycle : implications for central greenland ice cores, *Earth and Planetary Science Letters*, 179, 73–90, 2000.
- Marsiat, I., Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle : experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to zonally averaged climate model, *Paleoclimates*, 1, 59–98, 1994.
- Masson-Delmotte, V., M. Kageyama, P. Braconnot, S. Charbit, G. Krinner, C. Ritz, E. Guilyardi, J. Jouzel, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, R. M. Gladstone, C. D. Hewitt, A. Kitoh, A. N. LeGrande, O. Marti, U. Merkel, T. Motoi, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, I. Ross, P. J. Valdes, G. Vettoretti, S. L. Weber, F. Wolk, et Y. Yu, Past and future polar amplification of climate change : climate model intercomparisons and ice-core constraints, *Climate Dynamics*, 26, 513–529, 2006.
- Masson-Delmotte, V., B. Stenni, T. Blunier, O. Cattani, J. Chappellaz, H. Cheng, G. Dreyfus, R. L. Edwards, S. Falourd, A. Govin, K. Kawamura, S. J. Johnsen, J. Jouzel, A. Landais, B. Lemieux-Dudon, A. Lourantou, G. Marshall, B. Minster, M. Mudelsee, K. Pol, R. Rothlisberger, E. Selmo, et C. Waelbroeck, Abrupt change of antarctic moisture origin at the end of termination II, *Proceedings of the National Academy of Science*, 107, 12,091–12,094, 2010.
- Masson-Delmotte, V., P. Braconnot, G. Hoffmann, J. Jouzel, M. Kageyama, A. Landais, Q. Lejeune, C. Risi, L. Sime, J. Sjolte, D. Swingedouw, et B. Vinther, Sensitivity of interglacial greenland temperature and $\delta^{18}\text{O}$: ice core data, orbital and increased CO_2 climate simulations, *Climate of the Past*, 7, 1041–1059, 2011.
- McManus, J. F., D. W. Oppo, et J. L. Cullen, A 0.5-Million-Year record of Millennial-Scale climate variability in the north atlantic, *Science*, 283, 971–975, 1999.

- Mikolajewicz, U., et T. J. Crowley, Response of a coupled ocean/energy balance model to restricted flow through the central american isthmus, *Paleoceanography*, 12, 429–442, 1997.
- Milanković, M., *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, Mihaila Ćurčića, Belgrade, 1941.
- Morland, L. W., Thermomechanical balances of ice sheet flows, *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 29, 237–266, 1984.
- Navas, G., Amélioration de la modélisation de la calotte de glace Antarctique à partir de la topographie de la surface., thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2011.
- Nick, F. M., A. Vieli, I. M. Howat, et I. Joughin, Large-scale changes in greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus, *Nature Geosci*, 2, 110–114, 2009.
- Nick, F. M., C. J. van der Veen, A. Vieli, et D. I. Benn, A physically based calving model applied to marine outlet glaciers and implications for the glacier dynamics, *Journal of Glaciology*, 56, 781–794, 2010.
- North, G. R., D. A. Short, et J. G. Mengel, Simple energy balance model resolving the seasons and the continents - application to the astronomical theory of the ice ages, *Journal of Geophysical Research*, 88, 6576–6586, 1983.
- North GRIP members, High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Nye, J. F., The distribution of stress and velocity in glaciers and Ice-Sheets, *Royal Society of London Proceedings Series A*, 239, 113–133, 1957.
- Ohmura, A., New temperature distribution maps for greenland, *Zeitschrift f?r Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23, 1–45, 1987.
- Ohmura, A., et N. Reeh, New precipitation and accumulation maps for greenland, *Journal of Glaciology*, 37, 140–148, 1991.
- Oppo, D. W., J. F. McManus, et J. L. Cullen, Evolution and demise of the last interglacial warmth in the subpolar north atlantic, *Quaternary Science Reviews*, 25, 3268–3277, 2006.
- Otto-Bliesner, B. L., S. J. Marshall, J. T. Overpeck, G. H. Miller, et A. Hu, Simulating arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation, *Science*, 311, 1751–1753, 2006.
- Parrenin, F., et D. Paillard, Amplitude and phase of glacial cycles from a conceptual model, *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 243–250, 2003.
- Paterson, W. S. B., *The physics of glaciers*, Butterworth-Heinemann, 2000.
- Pattyn, F., A new three-dimensional higher-order thermomechanical ice sheet model : Basic sensitivity, ice stream development, and ice flow across subglacial lakes, *Journal of Geophysical Research*, 108, 15 PP., 2003.
- Peltier, W., GLOBAL GLACIAL ISOSTASY AND THE SURFACE OF THE ICE-AGE EARTH : the ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32, 111–149, 2004.

- Petoukhov, V., A. Ganopolski, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, et S. Rahmstorf, CLIMBER-2 : a climate system model of intermediate complexity. part i : model description and performance for pre sent climate, *Climate Dynamics*, 16, 1–17, 2000.
- Peyaud, V., Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires., thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006.
- Peyaud, V., C. Ritz, et G. Krinner, Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets : role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes, *Climate of the Past Discussions*, 3, 221–247, 2007.
- Philippon, G., G. Ramstein, S. Charbit, M. Kageyama, C. Ritz, et C. Dumas, Evolution of the antarctic ice sheet throughout the last deglaciation : A study with a new coupled climate–north and south hemisphere ice sheet model, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 750–758, 2006.
- Pimienta, P., Etude du comportement mécanique des glaces polychristallines aux faibles contraintes ; applications aux glaces des calottes polaires, thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1987.
- Plass, G. N., The carbon dioxide theory of climatic change, *Tellus*, 8, 140–154, 1956.
- Plass, G. N., Models for spectral band absorption, *Journal of the Optical Society of America*, 48, 690–702, 1958.
- Pollack, H. N., S. J. Hurter, et J. R. Johnson, Heat flow from the earth’s interior : Analysis of the global data set, *Reviews of Geophysics*, 31, PP. 267–280, 1993.
- Pollard, D., An investigation of the astronomical theory of the ice ages using a simple climate-ice sheet model, *Nature*, 272, 233–235, 1978.
- Pollard, D., A retrospective look at coupled ice sheet-climate modeling, *Climatic Change*, 100, 173–194, 2010.
- Pritchard, H. D., R. J. Arthern, D. G. Vaughan, et L. A. Edwards, Extensive dynamic thinning on the margins of the greenland and antarctic ice sheets, *Nature*, 461, 971–975, 2009.
- Quiquet, A., H.-J. Punge, C. Ritz, X. Fettweis, M. Kageyama, G. Krinner, et D. Salas y Mélia, Large sensitivity of a greenland ice sheet model to atmospheric forcing fields, *The Cryosphere Discussions*, 6, 1037–1083, 2012.
- Raisbeck, G. M., F. Yiou, J. Jouzel, et T. F. Stocker, Direct north-south synchronization of abrupt climate change record in ice cores using beryllium 10, *Climate of the Past*, 3, 541–547, 2007.
- Ramillien, G., A. Lombard, A. Cazenave, E. Ivins, M. Llubes, F. Remy, et R. Biancale, Interannual variations of the mass balance of the antarctica and greenland ice sheets from GRACE, *Global and Planetary Change*, 53, 198–208, 2006.
- Rasmussen, S. O., K. K. Andersen, A. M. Svensson, J. P. Steffensen, B. M. Vinther, H. . B. Clausen, M. Siggaard-Andersen, S. J. Johnsen, L. B. Larsen, D. Dahl-Jensen, M. Bigler, R. R. ?thlisberger, H. Fischer, K. Goto-Azuma, M. E. Hansson, et U. Ruth, A new greenland ice core chronology for the last glacial termination, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 111, 06,102, 2006.

- Reeh, N., Parameterization of melt rate and surface temperature on the greenland ice sheet, *Polarforschung*, 59, 113–128, 1991.
- Rémy, F., B. Legresy, et L. Testut, Ice sheet and satellite altimetry, *Surveys in Geophysics*, 22, 1–29, 2001.
- Ridley, J. K., P. Huybrechts, J. M. Gregory, et J. A. Lowe, Elimination of the greenland ice sheet in a high CO₂ climate, *Journal of Climate*, 18, 3409–3427, 2005.
- Rignot, E., et P. Kanagaratnam, Changes in the velocity structure of the greenland ice sheet, *Science*, 311, 986–990, 2006.
- Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, A. Krabill, W. an d Rivera, et R. Thomas, Accelerated ice discharge from the antarctic peninsula followin g the collapse of larsen b ice shelf, *Geophysical Research Letters*, 31, 18,401, 2004.
- Rignot, E., I. Velicogna, M. R. v. d. Broeke, A. Mon aghan, et J. Lenaerts, Acceleration of the contribution of the greenland and antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophysical Research Letters*, 38, 5 PP., 2011.
- Ritz, C., Un modèle thermo-mécanique d'évolution pour le bassin glaciaire antarctique vostok-glacier byrd : Sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus, thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1992.
- Ritz, C., A. Fabre, et A. Letréguilly, Sensitivity of a greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters : consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Climate Dynamics*, 13, 11–23, 1997.
- Ritz, C., V. Rommelaere, et C. Dumas, Modeling the evolution of antarctic ice sheet over the last 420,000 years : Implications for altitude changes in the vostok region, *Journal of Geophysical Research*, 106, 31,943–31,964, 2001.
- Robin, G. D. Q., Reconciliation of temperature-depth profiles in polar ice sheets with past surface temperatures deduced from oxyg en-isotope profiles, *Journal of Glaciology*, 16, 9–22, 1976.
- Robinson, A., R. Calov, et A. Ganopolski, Greenland ice sheet model parameters constrained using simulations of the eemian interglacial, *Clim. Past*, 7, 381–396, 2011.
- Rommelaere, V., Trois problèmes inverses en glaciologie, thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1997.
- Rommelaere, V., et C. Ritz, A thermomechanical model of ice-shelf flow, *Annals of Glaciology*, 23, 13–20, 1996.
- Rybak, O., et P. Huybrechts, A comparison of eulerian and lagrangian methods for dating in numerical ice-sheet models, *Annals of Glaciology*, 37, 150–158, 2003.
- Salas-Mélia, D., F. Chauvin, M. Déqué, H. Douville, J. F. Gueremy, P. Marquet, S. Planton, J. F. Royer, et S. Tyteca, Description and validation of the cnrm-cm3 global coupled model, *CNRM working note*, 103, 36pp., 2005.
- Scambos, T. A., C. Hulbe, M. Fahnestock, et J. Bohlander, The link between climate warming and break-up of ice shelves in the antarctic peninsula, *Journal of Glaciology*, 46, 516–530, 2000.

- Schäfer, M., Modélisation de l'écoulement des glaciers tempérés, thèse, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2007.
- Schoof, C., A variational approach to ice stream flow, *Journal of Fluid Mechanics*, 556, 227–251, 2006.
- Schoof, C., Ice sheet grounding line dynamics : Steady states, stability, and hysteresis, *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, 112, 2007.
- Seddik, H., R. Greve, T. Zwinger, F. Gillet-Chaulet, et O. Gagliardini, Simulations of the greenland ice sheet 100 years into the future with the full stokes model elmer/ice, *Journal of Glaciology*, soumis.
- Severinghaus, J. P., et E. J. Brook, Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice, *Science*, 286, 930–934, 1999.
- Severinghaus, J. P., T. Sowers, E. J. Brook, R. B. Alley, et M. L. Bender, Timing of abrupt climate change at the end of the younger dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice, *Nature*, 391, 141–146, 1998.
- Shackleton, N., Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6, 183–190, 1987.
- Shapiro, N. M., et M. H. Ritzwoller, Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model : particular application to antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 213–224, 2004.
- Sjolte, J., G. Hoffmann, S. Johnsen, B. Vinther, V. Masson-Delmotte, et C. Sturm, Modeling the water isotopes in greenland precipitation 1959–2001 with the meso-scale model REMO-iso, *Journal of Geophysical Research*, 116, D18,105, 2011.
- Solheim, A., Late cenozoic seismic stratigraphy and glacial geological development of the east greenland and Svalbard-Barents sea continental margins, *Quaternary Science Reviews*, 17, 155–184, 1998.
- Spahni, R., J. Chappellaz, T. F. Stocker, L. Loulergue, G. Hausammann, K. Kawamura, J. Flückiger, J. Schwander, D. Raynaud, V. Masson-Delmotte, et J. Jouzel, Atmospheric methane and nitrous oxide of the late pleistocene from antarctic ice cores, *Science*, 310, 1317–1321, 2005.
- Staroszczyk, R., et W. Morland, Strengthening and weakening of induced anisotropy in polar ice, *Proceedings of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 457, 2419–2440, 2001.
- Steffen, K., J. Box, et W. Abdalati, Greenland climate network : Gc-net, special report on glaciers, ice sheets and volcanoes, W.C. Colbeck (Ed.), *Report 96-27103*, 98–103, 1996.
- Stein, R., S.-i. Nam, H. Grobe, et H. Hubberten, Late quaternary glacial history and short-term ice-rafted debris fluctuations along the east greenland continental margin, *Geological Society, London, Special Publications*, 111, 135–151, 1996.
- Stirling, C., T. Esat, K. Lambeck, et M. McCulloch, Timing and duration of the last interglacial : evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 745–762, 1998.

- Stokes, C. R., et C. D. Clark, Geomorphological criteria for identifying pleistocene ice streams, *Annals of Glaciology*, 28, 67–74, 1999.
- Stone, E., D. Lunt, I. Rutt, et E. Hanna, The effect of more realistic forcings and boundary conditions on the modelled geometry and sensitivity of the greenland ice-sheet, *The Cryosphere Discuss*, 4, 233–285, 2010.
- Svensson, A., K. K. Andersen, M. Bigler, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. M. Davies, S. J. Johnsen, R. Muscheler, F. Parrenin, S. O. Rasmussen, R. R. Thlisberger, I. Seierstad, J. P. Steffensen, et B. M. Vinther, A 60 000 year greenland stratigraphic ice core chronology, *Climate of the Past*, 4, 47–57, 2008.
- Swingedouw, D., T. Fichet, P. Huybrechts, H. Goosse, E. Driesschaert, et M. Loutre, Antarctic ice-sheet melting provides negative feedbacks on future climate warming, *Geophysical Research Letters*, 35, 4 PP., 2008.
- Tarasov, L., et W. R. Peltier, Terminating the 100 kyr ice age cycle, *Journal of Geophysical Research*, 102, PP. 21,665–21,693, 1997.
- Tarasov, L., et W. R. Peltier, Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle, *Journal of Geophysical Research*, 104, PP. 9517–9545, 1999.
- Tarasov, L., et W. R. Peltier, Greenland glacial history and local geodynamic consequences, *Geophysical Journal International*, 150, 198–229, 2002.
- Tarasov, L., et W. R. Peltier, Greenland glacial history, borehole constraints, and eemian extent, *Journal of Geophysical Research*, 108, 20 PP., 2003.
- Thorsteinsson, T., et C. F. Raymond, Sliding versus till deformation in the fast motion of an ice stream over a viscous till, *Journal of Glaciology*, 46, 633–640, 2000.
- Tripathi, A. K., R. A. Eagle, J. A. Morton, Andrew and Dowdeswell, K. L. Atkinson, Y. Bahé, C. o. F. Dawber, E. Khadun, R. M. Shaw, O. Shorttle, et L. Thanabalasundaram, Evidence for glaciation in the northern hemisphere back to 44 ma from ice-rafted debris in the greenland sea, *Earth and Planetary Science Letters*, 265, 112–122, 2008.
- Tulaczyk, S. M., R. P. Scherer, et C. D. Clark, A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams : a qualitative treatment, *Quaternary International*, 86, 59–70, 2001.
- Van Den Broeke, M., P. Smeets, J. Ettema, et P. K. Munneke, Surface radiation balance in the ablation zone of the west greenland ice sheet, *Journal of Geophysical Research*, 113, 1–14, 2008.
- van der Veen, C. J., Numerical modelling of ice shelves and ice tongues, *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and planetary physics*, 4, 45–53, 1986.
- van Meijgaard, E., L. H. van Uft, W. J. van de Berg, F. C. Bosveld, B. J. J. M. van den Hurk, G. Lenderink, et A. P. Siebesma, The knmi regional atmospheric climate model, version 2.1, *KNMI Tech. Rep., R. Neth. Meteorol. Inst., De Bilt, Netherlands*, 302, 2008.
- Vezina, J., B. Jones, et D. Ford, Sea-level highstands over the last 500,000 years ; evidence from the ironshore formation on grand cayman, british west indies, *Journal of Sedimentary Research*, 69, 317–327, 1999.

- Vieli, A., et A. J. Payne, Assessing the ability of numerical ice sheet models to simulate grounding line migration, *Journal of Geophysical Research (Earth Surface)*, *110*, 01,003, 2005.
- Vimeux, F., Variations de l'excès en deutérium en antarctique au cours des 400 000 dernières années : implications climatiques, thèse, Université de Paris 7, 1999.
- Vinther, B. M., H. B. Clausen, S. J. Johnsen, S. O. Rasmussen, K. K. Andersen, S. L. . Buchardt, D. Dahl-Jensen, I. K. Seierstad, M. Siggaard-Andersen, J. P. Steffensen, A. Svensson, J. Olsen, et J. Heinemeier, A synchronized dating of three greenland ice cores throughout the holocene, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *111*, 13,102, 2006.
- Vinther, B. M., S. L. Buchardt, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, S. J. Johnsen, D. A. Fisher, R. M. Koerner, D. Raynaud, V. Lipenkov, K. K. Andersen, T. Blunier, S. O. Rasmussen, J. P. Steffensen, et A. M. Svensson, Holocene thinning of the greenland ice sheet, *Nature*, *461*, 385–388, 2009.
- Vreugdenhil, C. B., et B. e. Koren, Notes on Numerical Fluid Mechanics., *Numerical Methods for Advection-Diffusion Problems*, Vieweg, Braunschweig/Wiesbaden, Germany, 45, PP. 373, 1993.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, et M. Labracherie, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews*, *21*, 295–305, 2002.
- Weertman, J., Deformation of floating ice shelves, *Journal of Glaciology*, *3*, 38–42, 1957.
- Weertman, J., The unsolved general glacier sliding problem, *Journal of Glaciology*, *23*, 97–115, 1979.
- Weidick, A., Review of glacier changes in west greenland, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, *21*, 301–309, 1985.
- Weidick, A., The recession of the inland ice margin during the holocene climatic optimum in the jakobshavn isfjord area of west greenland, *Global and Planetary Change*, *2*, 389–399, 1990.
- Weidick, A., M. Kelly, et O. Bennike, Late quaternary development of the southern sector of the greenland ice sheet, with particular reference to the qassimiut lobe, *Boreas*, *33*, 284–299, 2004.
- Werner, M., U. Mikolajewicz, M. Heimann, et G. Hoffmann, Borehole versus isotope temperatures on greenland : Seasonality does matter, *Geophysical Research Letters*, *27*, PP. 723–726, 2000.
- Wolff, E., J. Chappellaz, T. Blunier, S. Rasmussen, et A. Svensson, Millennial-scale variability during the last glacial : The ice core record, *Quaternary Science Reviews*, *29*, 2828–2838, 2010.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, et K. Billups, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 ma to present, *Science*, *292*, 686–693, 2001.
- Zweck, C., et P. Huybrechts, Modeling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *110*, 07,103, 2005.

Table des figures

1	Les chemins de la Gloire.	ii
1.1	Niveau des mers et insolation sur 150 000 ans.	9
1.2	Les calottes de l'hémisphère nord au DMG.	10
1.3	Données sources de la base ETOPO1.	11
1.4	Topographie de surface, épaisseur et topographie du socle à l'actuel.	11
1.5	Vitesse de surface observée actuelle.	13
1.6	Réseau d'observations sol GC-NET et DMI	15
1.7	Températures actuelles de l'air à 2m au Groenland.	17
1.8	Climatologie de la quantité d'eau précipitable et vecteurs de vents zonaux de surface.	18
1.9	Précipitation, run-off et bilan de masse de surface pour la période 1958-2007.	19
1.10	Anomalie récente du bilan de masse de surface.	20
1.11	Position des 6 forages profonds utilisés dans ce manuscrit.	21
1.12	Illustration du schéma d'appauvrissement en ^{18}O au cours des changements de phase successifs.	22
1.13	Différentes reconstructions de la topographie du minimum éémien.	25
2.1	Représentation schématique d'une calotte polaire et système de coordonnées utilisé.	32
2.2	Représentation des différentes composantes du tenseur des contraintes.	34
2.3	Carte du socle actuel et socle simulé après rebond isostatique	43
3.1	Grille atmosphérique et distinction des trois bassins océaniques 2D de l'EMIC CLIMBER-2.	51
3.2	Illustration de la représentation 3D de l'atmosphère dans un GCM.	52
3.3	PDDs annuels selon deux formulations.	60
3.4	Précipitations solides annuelles selon deux formulations.	61
3.5	Bilan de masse de surface selon quatre formulations.	62
4.1	Niveau des mers global sur 900 000 ans.	69
4.2	Reconstruction sur 125 000 ans de l'anomalie de température basée sur l'enregistrement de GRIP.	72
4.3	Cartes du socle et masques de zones autorisées d'écoulement rapide.	82
5.1	Topographie simulée du Groenland à 20 ka et à l'actuel dans la simulation de référence.	98
5.2	Différence entre l'épaisseur observée et simulée dans la simulation de référence.	99
5.3	Champ de vitesses simulé dans la simulation de référence.	99

5.4	Volume de glace simulé au cours des 20 000 dernières années dans la simulation de référence.	100
5.5	Evolution holocène de l'altitude aux points de forage dans la simulation de référence.	101
5.6	Evolution holocène de l'altitude aux points de forage selon différents modèles d'écoulement.	102
5.7	Profils de température dans la simulation de référence.	103
5.8	Champ de vitesse simulée dans la simulation de référence.	106
5.9	Relation âge-profondeur dans la simulation de référence.	107
5.10	Volume de glace simulé au cours des 20 000 dernières années selon 8 formulations du bilan de masse de surface.	112
5.11	Epaisseurs de glace simulées selon 8 formulations du bilan de masse de surface. .	113
5.12	Evolution holocène de l'altitude aux points de forage : tests de sensibilité.	117
5.13	Relation âge-profondeur dans la simulation calibrée.	121
5.14	Epaisseur de glace simulée dans la simulation calibrée.	122
5.15	Champ de vitesse simulé dans la simulation calibrée.	122
5.16	Profils de température dans la simulation calibrée.	123
5.17	Illustration de l'effet mémoire de la calotte du Groenland.	125
5.18	Reconstruction de l'anomalie de température à partir de la mesure de l'isotope de GRIP et de la concentration de méthane.	126
5.19	Index de température aux alentours de l'Eémien.	128
5.20	Index multi-proxy sur 200 ka.	129
5.21	Anomalie en température à 126 ka.	130
5.22	Anomalie en précipitation à 126 ka.	131
5.23	Volume de glace simulé au cours des 200 000 dernières années.	133
5.24	Evolution de l'altitude des 5 forages profonds au cours des 200 000 dernières années.	134
5.25	Topographies simulées à 121 ka.	135
5.26	Carottes synthétiques.	136

Liste des tableaux

2.1	Variables et notations utilisées dans ce manuscrit.	31
4.1	Profondeurs du Younger Dryas et de l'événement de Laschamp.	75
4.2	Contraintes et paramètres du modèle associés.	92
5.1	Liste des paramètres de la simulation standard.	97
5.2	Accumulation pour différents sites de forage au Groenland.	108
5.3	Récapitulatif des expériences de modification du calcul du bilan de masse.	111
5.4	Impact des paramètres sur différentes contraintes.	116
5.5	Liste des paramètres de la simulation calibrée.	119
5.6	Accumulation pour différents sites de forage, avec nouvelle carte.	120